

地震

第 2 輯

第 10 卷 第 2 號

昭和 32 年

論 說

平均潮位の差から求めた地殻変動の研究 津村建四朗 .. 67

松代において遠地地震の Magnitude を決める式および Magnitude と

Energy との関係 長宗留男・関 彰 .. 79

第 3 回釜石中爆破地震動観測について 爆破地震動研究グループ .. 86

平面波の多重反射 青木治三 .. 97

寄 書

増巾器を併用する電磁記録器の倍率係数 田治米鏡二 .. 107

地震時報 109

学会記事 109

地震学会

地震学会々則

1. 本会は地震およびこれに関連する諸現象の研究並びにその応用に関する知識を交換，普及し震災火災防止に貢献することを目的とする。
2. 本会は地震学会と称して，事務所を東京大学地球物理学教室内におく。
3. 本会はその目的を達するため下記の事業を行う。
 - (i) 通常総会および臨時総会
 - (ii) 学術講演会
 - (iii) 会誌「地震」の発行
 - (iv) 其他必要なる事業通常総会は毎年必ず1回適当な時期に行い，臨時総会は委員5名以上あるいは会員30名以上の請求のあつた時に開く。総会の成立は普通会員 $\frac{1}{5}$ 以上の出席（委任状を含む）を要する。
4. 本会々員は名誉会員，普通会员，購読会員，及び賛助会員とする。会員とならうとする者は会費1ヶ年分をそえて本会事務所へ申込むものとする。
5. 地方あるいは特別の機関等に支部をおくことができる。
6. 委員長1名，委員若干名をおく。
7. 委員長は本会を代表し，各委員は編輯，庶務，会計等の事務を分担し，そのため若干名の幹事をおくことが出来る。幹事は委員長が委嘱する。
8. 本会には顧問若干名をおくことができる。
9. 委員は普通会员の互選によつて選出する。委員長は委員の互選による。委員長及び委員の任期は1年とし，再選をさまたげない。
10. 委員及び委員長の更迭期を3月末とする。途中補欠として加つたものの任期は前任者の残存期間とする。

附 則

1. 普通会員、購読会員の会費は1年 500 円とする。
2. 会費年1口(10000 円)以上をおさめたものを賛助会員とする。
3. 支部のないときは連絡幹事をおく。連絡幹事は委員長が委嘱する。
4. 本会則は総会(又は臨時総会)に於て出席会員の過半数の賛成により改訂又は附加することが出来る。

委員 (1957 年 3 月選出)

委員長 井上宇胤

[illegible]

庶務係幹事 宇佐美 竜夫・宇津 徳治・浅田 敏・竹内 均・田 望

會計係幹事 野口憲男・山川宜男

二鏡米治・田・事汲田飯查監會計

編輯係幹事 佐藤良輔・安芸敬一・竹内均

学会連合連絡幹事 広野 卓蔵

地方連絡幹事 田治米鏡二・鈴木次郎・島津康男・吉川宗治・下鶴大輔

編集委員会委員 坪井 忠二・松沢 武雄・萩原 尊礼・本多 弘吉・佐々木 憲三

顧問 中村左衛門太郎・北沢五郎

平均潮位の差から求めた地殻変動の研究*

京都大学地球物理学教室 津 村 建 四 朗

(昭和32年6月6日受理)

Study of Change in the Difference of Monthly and Daily Mean Sea-levels between two Stations, as an Indicator of the Vertical Crustal Deformation.

Kenshirô TSUMURA

Geophysical Institute, Faculty of Science, Kyôto University.

(Received June 6, 1957)

The Japanese coast, on both the Pacific and Japan Sea sides, can be divided into several regions, in each of which the monthly mean sea-levels at mareograph stations change almost identically. One of the most remarkable boundaries between such regions is located near the southern end of Kii-Peninsula, Honshû.

If two stations are situated in the same one of such regions as above mentioned, the change in the difference of monthly mean sea-levels between those stations may more conveniently be used for studying the vertical crustal deformation at the place than that in the monthly mean sea-levels themselves, because the former is less irregularly disturbed by meteorological and oceanographical effects.

The change in the difference of daily mean sea-levels between selected stations can also be used for tracing the detailed process of vertical crustal deformations.

By these procedures, the vertical crustal deformations before and after destructive earthquakes have been investigated. The results obtained are shown in figures.

§ 1. ま え が き

検潮結果を用いて地殻の垂直変動を調査しようとする際、まず問題になるのは、潮位に及ぼす気象及び海況の複雑な影響を如何にして取除くかという点である。この問題を解決するためには多くの方法**が考えられているが、その一つに気象及び海況の変化による潮位変化が、広い範囲に共通しているという事実を利用して、近接した2点の月平均潮位の差をとつて共通に働いている複雑な影響を相殺させる方法がある。この方法は既に佐野浚一氏によつて愛知県沿岸について試みられ¹⁾、簡単でしかもかなり良い結果が得られると報告されているが、同氏の調査は比較的小区域に限られていたので、調査範囲を全国的に拡大し、又時間的にも月平均潮位の差のみでなく、日平均潮位の差についても検討してみた。更にこの方法を用いて大地震前

* 本稿は 1956 年秋季学会において、「平均潮位差による地殻変動の研究」と題して発表したものである。

** これらの研究の経過並びに比較は、佐野浚一氏の論文¹⁾に詳しいので一切省略する。同氏の論文を併せ読まれることを希望する。

後の地殻変動を調査したので報告する。

§ 2. 観 測 資 料

用いた資料は Fig. 1 に示した地理調査所管下 9 箇所, 気象庁管下 48 箇所の検潮所の月平均および日平均潮位²⁾³⁾で, 期間は各検潮所の観測開始より 1956 年末までである。



Fig. 1. Distribution of mareograph stations.

資料の精度については, これらの検潮所では基準面の保守が注意深く行われているので, 観測上の誤りによる人為的变化は少ないと考えられる。又そのような変化があつた場合には, § 5.に述べる方法で容易に発見出来るので, これらについては管理者に再調査を依頼し出来る限り訂正した。

§ 3. 月平均潮位差の共通変化域

2点間の平均潮位の差を用いて地殻の垂直変動を調査しようとする際、比較する2点の距離が短いと地殻変動そのものをも相殺してしまう恐れがある。特に地震に伴う変化を調べる際には、地震によって変化したと考えられる点と、地震の影響の及んでいないと考えられる点との潮位差をとる必要がある。このためには潮位差をとつて不規則変化を相殺させ得る2点間の距離が長い程、云いかえれば潮位変化が共通している海域が広い程都合がよいわけである（これについては § 7. で再検討する）。

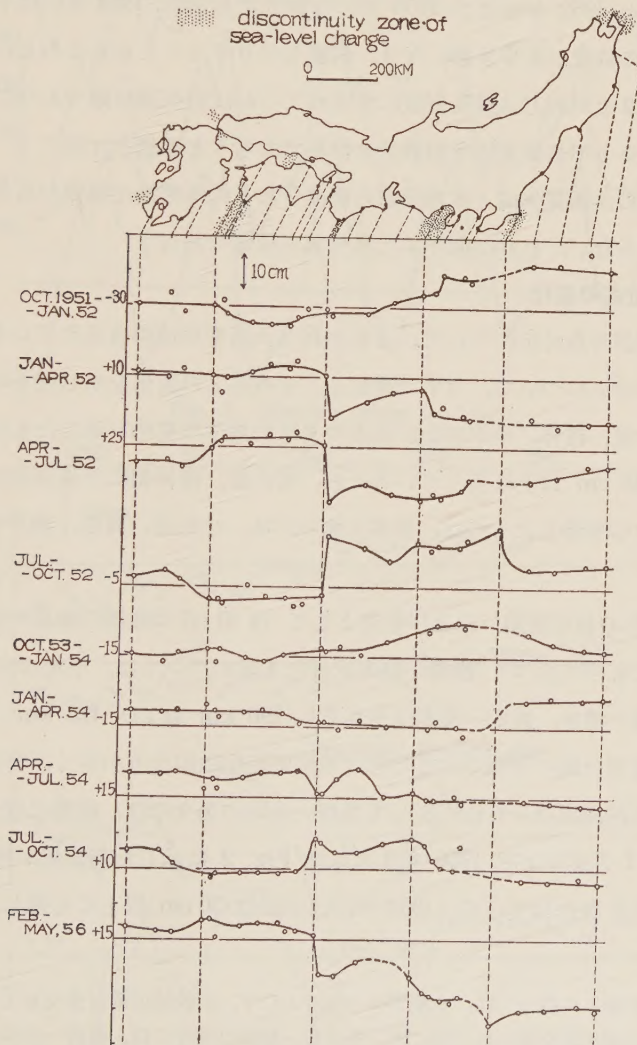


Fig. 2. Distribution of sea-level change along the Pacific coast in successive three month intervals.

Fig. 2 は 1952, 1954 及び 1956 年の本邦太平洋岸各検潮所の 3 箇月毎の潮位変化量（各検潮所におけるある月の月平均潮位と 3 箇月前の月平均潮位との差）の分布を示したもので、点が水平に並んでいる区域では月平均潮位の変化が共通しているわけである。この図から紀伊半島南端付近の浦神、串本間には著しい潮位変化の不連続が存在すること、銚子付近、駿河湾付近、豊後水道付近等にも時々あまり明瞭ではないが不連続が現われること、及びこれらの不連続で境された各区域内では、それぞれ大きくみて月平均潮位の変化が共通していることが判る（これらの分け方については、更に資料の蓄積を待つて再検討する必要がある）。但し紀伊半島南端付近の不連続も 1952 年および 1956 年には顕著であるが、1954 年には不明瞭になつており、年によつてその位置が多少移動したり、消滅したりすることもあるらしい。

この結果から、2 点が同じ共通変化域に含まれていれば相当遠距離であつても、月平均潮位の差をとることにより不規則変化を相殺させ得るであろうと予想される。

尚これらの潮位の共通変化域と本邦近海の海流分布とは密接な関係があるように思われるが詳しいことは判らない。これは海洋学上興味ある問題であろう。

§ 4. 月平均潮位差の変化

Fig. 3, 4 は紀伊半島付近について、2 点が同じ共通変化域に含まれている場合と、2 点間に不連続がある場合とについて、月平均潮位と、その差との変化を示したものである。

Fig. 3 は名古屋、浦神、串本および洲本の月平均潮位の変化を示したものであつて、年周変化の全振巾が 40 cm 以上に及んでいること、名古屋、浦神側に不規則変化が多いことが判る（洲本の値で、○で示したものは、洲本欠測のため、小松島、高松、神戸の値からの推定値である）。

Fig. 4 はこれらの検潮所間、および参考として (§ 6) 日本海側の輪島一境の月平均潮位の差の変化を示したものであつて、浦神—串本以外の 4 組については、平均の年周変化***を取除いている。名古屋—浦神、洲本—串本はそれぞれ 190 km および 125 km も離れているが、それぞれ同じ共通変化域に含れているため、不規則変化はかなり小さく、容易に地殻の相対変動傾向を知ることが出来る。これに反して浦神—串本の場合には、距離は僅か 15 km にすぎないが、1957 年 7 月迄および 1956 年 1 月以降 Fig. 2 に示した不連続が両所間にあるため、著しい不規則変化が現われていて、1952 年には全振巾 30 cm 以上にも達し、地殻の相対変動

*** 年周変化を取除くに当つては、全期間の平均によらず、比較的正常な変化をしていると考えられる 2~3 年間の値から補正値を決めた。例えば、名古屋—浦神の場合には、浦神—串本の変化を考慮して、1953 年 8 月—1956 年 12 月の値から補正値を決めた。この方が物理的な意味があると考えたからである。

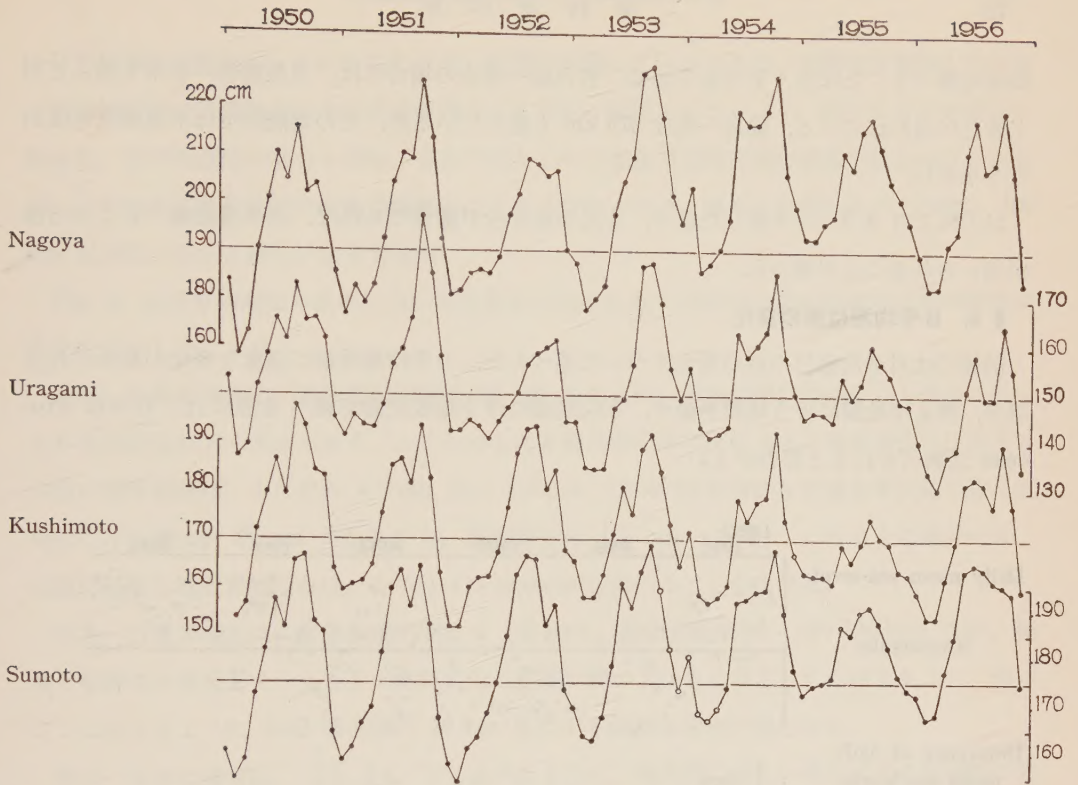
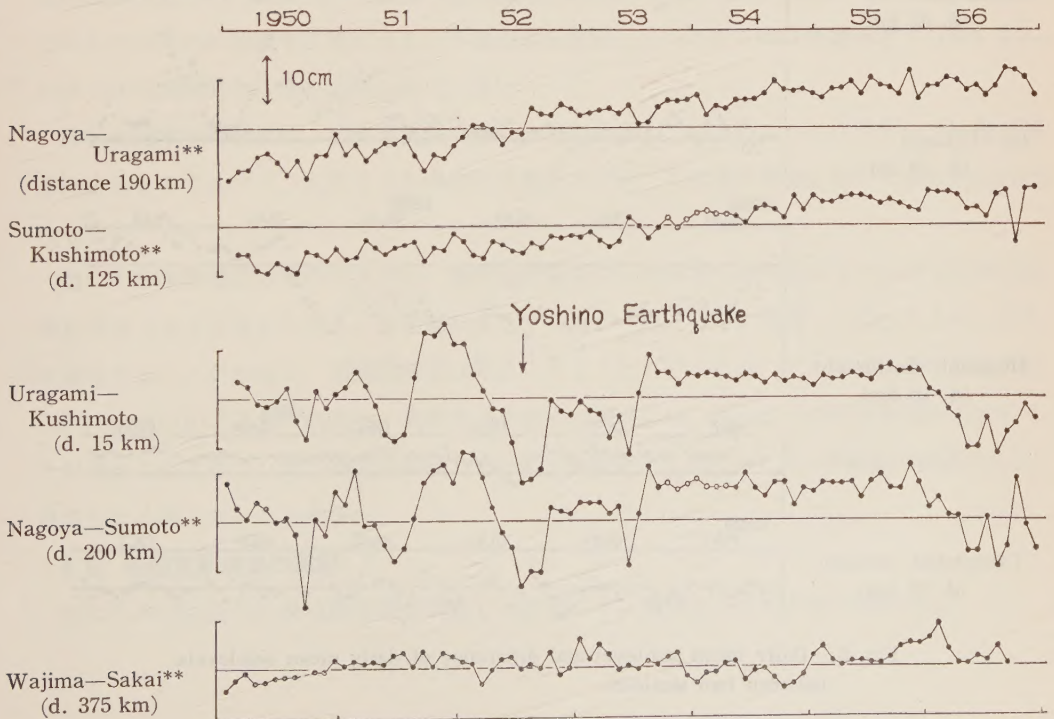


Fig. 3. Monthly mean sea-level.



** annual variation eliminated.

Fig. 4. Difference of monthly mean sea-levels between two stations.

傾向を調べることは全く不可能である。名古屋一洲本の場合には、当然浦神一串本と殆んど同じ変化が現われている。輪島一境は 375 km も離れているが、この期間内では不規則変化はかなり小さい。

以上により § 3. で予想した通り、2 点の組合せが適当であれば、相当遠距離でもこの方法が用いられることが判つた。

§ 5. 日平均潮位差の変化

前節では月平均潮位の差の変化について述べたが、月平均潮位差に急激な変化が認められる場合、例えば地震に伴う地殻変動や、火山活動に伴う地殻変動を調べる際には、日々の Process 迄調べられると都合がよい。

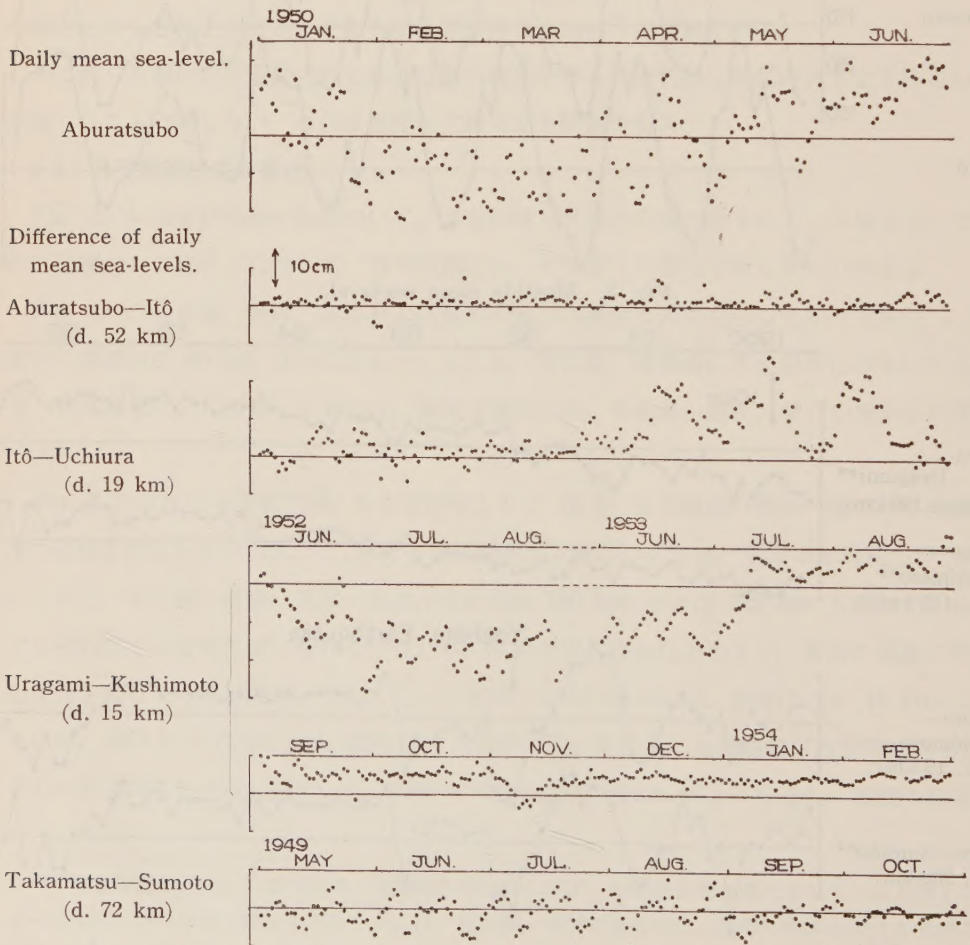


Fig. 5. Daily mean sea-level and difference of daily mean sea-levels between two stations.

日平均潮位の変化も、やはりかなり広い範囲で共通していることは、高橋竜太郎博士その他が南海地震後の四国地方の地盤変動を調査された際に指摘されている⁴⁾。従つて日平均潮位の場合も、月平均潮位の場合と同様、2点の差をとつて地殻の垂直変動を調査出来るわけであるが、この場合には気象及び海況の影響をより多く受けるため、適当な位置にあつて距離も 100 km 以内位でないと難しいようである。

Fig. 5 は日平均潮位の差のいろいろな変化の例である。比較のために油壺の日平均潮位の変化をも示した。

油壺—伊東の場合は、両所間の距離は 52 km もあるが、日平均潮位では著しく現われている不規則変化がよく消えており、ここに示した6箇月間の平均値に対する標準偏差及び前日との差の標準偏差は、それぞれ 1.7 cm 及び 1.9 cm である(尚両所間を直接水準測量で結んだ場合には距離は約 90 cm であるから、許容閉差は 1.4 cm となる)。このような場合には、比較的急激な地殻変動ならば、その日々の process 迄調べることが出来る。

伊東—内浦の場合は、直線距離が短かく (19 km)、海岸距離が長い (約 120 km) ため、気象の影響は大体消えて、主として海況変化の影響が残つていると考えられる例であつて、時々ここに示したように 1~2 箇月間に 20 cm 位のやや緩慢な変化が現われる。

浦神—串本の場合は、§ 3. § 4. でも述べたように、両所間に著しい潮位変化の不連続の現われる例であつて、1953 年 7 月 10 日を境に変化の様子が全く異つている。1952 年には潮位そのものの変化に匹敵する程の大きい不規則変化を示しているが、1953 年後半より 1954 年にかけては不規則変化は殆んど現われていない。

高松—洲本の場合には、約半月周期の著しい変化を示しているが、これは両所の天体潮の相違によるものであつて、このような場合には適当な方法で天体潮の影響を除いておかねばならない。

尚この日平均潮位の差のグラフは、基準面変動等の人為的变化を見付けるのに最も簡単で確実な方法であると考えられる。基準面が変化すると、このグラフに段違いが現われるから直ちに発見することが出来る。検潮関係者は常にこのようなグラフを作つておいて、異常変化が現われていないかどうかに注意し、異常変化を認めた場合には、直ちにその原因を確かめておくことが望ましいと思う。相当年月が経過してから、異常変化に気付いても、再調査が面倒であり、原因もよく判らないことが多い。

§ 6. 地殻変動調査の実例

次にこの方法を用いて地殻変動を調査した結果の中、興味あるものを若干報告する。

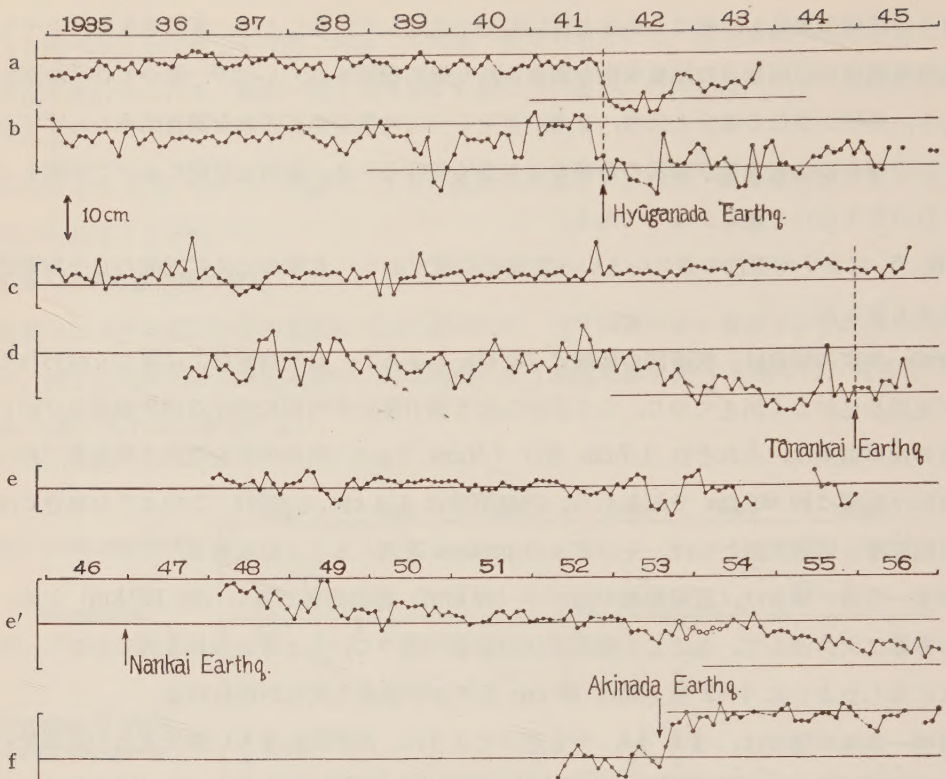


Fig. 6. Difference of monthly mean sea-levels between two stations before and after destructive earthquakes.

- a. Aburatsu—Hosojima (distance 96 km)
- b. Tosa-Shimizu—Hosojima (d. 120 km)
- c. Mera—Aburatsubo (d. 32 km)**
- d. Uchiura—Aburatsubo (d. 68 km)**
- e. Shimotsu—Sumoto (d. 35 km)
- e'. Shimotsu—Sumoto**
- f. Matsuyama—Kure (d. 42 km)

The remarkable changes shown in Fig. 6 and Fig. 7, are considered to be mainly due to the vertical crustal deformation at the underlined stations.

1) 吉野地震前後の変動

§ 4. で述べたように、紀伊半島の東西の潮位の差は 1952 年頃に著しい変動を示しているが (Fig. 4), 変動の最も大きくなった 1952 年 7 月 18 日に吉野地震 ($M=7.0$) が発生している。従つて、この変動が海況の変化によるのではなく、実際に紀伊半島の東西の地殻が大きく変動したのではないかという疑いが生じる。しかし次の 3 点からやはり海況の変化によるものと考えた方がよさそうである。即ちもしこの変動が地殻変動によるとすれば、1) 極めて広い地域が一様に昇降したと考えねばならないこと (Fig. 2). 2) 日々の変動が激しく、時には 1 日に 10 cm 以上も変化していること (Fig. 5). 3) この不連続を延長すると、日本海側にも同様な変化が現われる筈であるが、輪島一境の潮位の差 (Fig. 3) には、そのような変化は認められないこと。以上の理由により、この潮位の差の変動と吉野地震とは偶然一致したものと考えられるが、或いは trigger action として多少働いたのかも知れない。

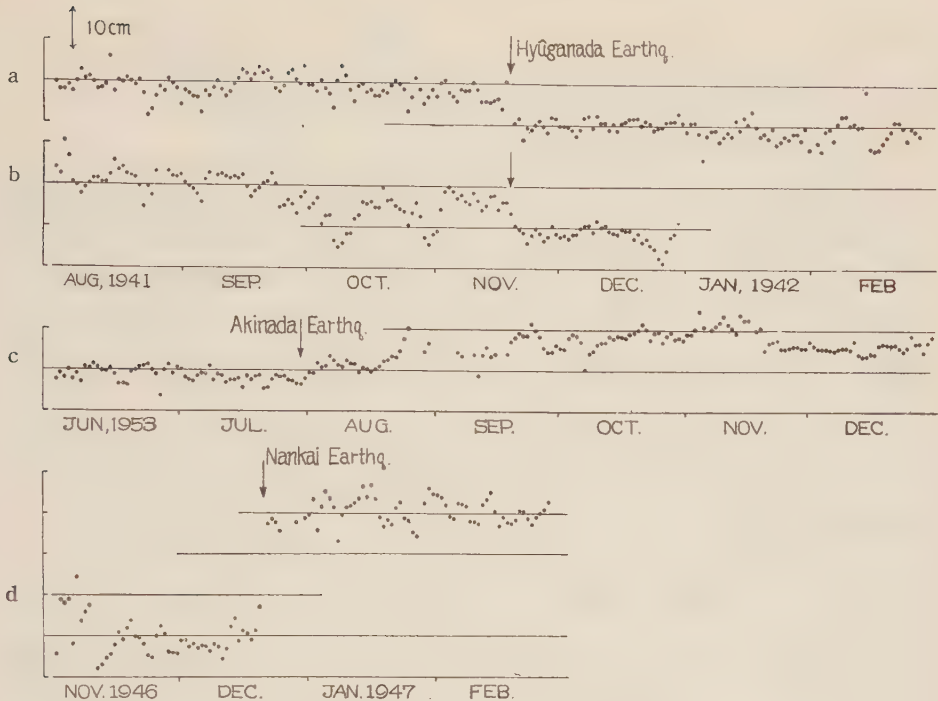


Fig. 7. Difference of daily mean sea-levels between two stations before and after destructive earthquakes.

- a. Aburatsubo—Hosojima (cf. Fig. 6-a)
- b. Tosa-Shimizu—Hosojima (cf. Fig. 6-b)
- c. Matsuyama—Kure (cf. Fig. 6-f)
- d. Hosojima—Tosa-Shimizu

2) 日向灘地震前後の変動

これは地震に伴う変動が明瞭に現われた例である。Fig. 6-a, -b は 1935 年から 1945 年迄の油津—細島、清水—細島の月平均潮位の差の変化を示したものであるが、1941 年 11 月（清水は 10 月）に急激な変化が認められる。この変化の詳しい process を日平均潮位の差で調べたのが Fig. 7-a, -b であつて、同年 11 月 19 日に変化が起つたことが明らかに判る。これらの図から、同日発生した日向灘地震（ $M=7.0$ ）に伴つて、細島側† が約 8 cm 沈下したものと推定される。尚細島迄の震央距離は約 70 km である。油津—細島は 96 km 離れているが、不規則変化は小さく、地殻変動の process を大体追跡出来る。清水—細島は 120 km も離れているため不規則変化がかなり現われている。

3) 東南海地震前後の変動

Fig. 6-c は 1935 年から 1945 年迄の布良—油壺の月平均潮位の差の変化であるが、不規則変化は極めて小さく、1938 年 5 月の磐城沖地震（ $M=7.5$ ）、1944 年 12 月の東南海地震（ $M=8.3$ ）及び 1945 年 1 月の三河地震（ $M=6.9$ ）の前後にも、特別に大きい変化は認められないようである。これらはいずれも遠距離の地震であるため地殻変動がこの付近迄及んでいないか、或いは地殻変動があつても距離による

† いずれの側が変動したかは、A を挟んで B, C の検潮所があつて、A—B, A—C が同じような変化をしている場合には、A が変動したものと考えた。実際には更に多くの組合せについて確め、潮位そのものの変化をも考慮した。

変化の割合が極めて小さくなっているためと考えられる。又両地点を結ぶ方向が丁度地殻の傾斜の軸の方向になっているためとも考えられる。ここに示した 11 年間の平均値に対する標準偏差及び前月との差の標準偏差は、それぞれ 1.9 cm 及び 1.7 cm である（尚両所間を直接水準測量で結んだ場合の距離は約 180 km であるから許容閉差は 2.0 cm になる）。

Fig. 6-b は同期間の内浦—油壺の月平均潮位の差の変化であるが、1942 年から 1944 年にかけて、約 10 cm のやや急激な変化が見られる。これは主として内浦側の潮位低下によるもので、佐野氏が愛知県沿岸の潮位変化を調べた際に指摘しているもの¹⁾と同じである。この変化は舞坂でも認められ、駿河湾から紀伊半島東岸迄の間に顕著に現われている。これらの変化は東南海地震発生の 3 年程前から始まり地震発生の頃迄続いているわけで、この地震に伴う地殻変動（隆起）が、相当以前から、しかも極めて広範囲に起つたものとすれば、非常に注目すべき事実であるが、海況の変化を調べてみると、宇田博士⁶⁾によれば、この期間は、丁度前述の海域に発達していた冷水塊の衰弱期に当っており、その影響によるのではないかと考えられる。この型の変化は、十勝沖地震前後 1949 年から 1952 年迄の八戸—宮古の潮位差変化にも現われているが、これらが海況の緩慢かつ大規模な変化によつて起つたものとすれば、単に短周期の不規則変化のみを完全に取除いてもその残りが地殻変動によるものであるとはいえないことになる。

4) 南海地震前後の変動

1946 年 12 月 21 日の南海地震に伴つて起つた急激な地殻変動と、その後の著しい地盤沈下については、多くの研究者によつて、水準測量及び潮位変化の両面から詳しく調べられ報告されているので、ここでは 2 例だけを示すことにする。

Fig. 7-d は地震前後の細島—清水の日平均潮位の差の変化であるが、地震と同時に清水側が約 30 cm 隆起したことを示している。この変動は潮位そのものの調査から既によく知られているものである。

Fig. 6-e, -e' は 1937 年から 1956 年迄の下津—洲本の月平均潮位の差の変化である。しかし 1944—1947 年は欠測が多く、地震の直前、直後の変化は判らない。ここで興味をひくのは、地震後は地震前に較べて潮位の差の変化速度が著しく大きくなり、1948 年から 1956 年迄の 9 年間に 15 cm 程減少していることである。これは主として洲本側の急速な沈下によるのであるが、この沈下が地震によつて惹起されたものとすれば、地震後 10 年以上経過して尚継続していることは注目される。潮位そのものの調査⁷⁾では、南海地震後の著しい地盤沈下は、各地共 1950 年頃に停止しているからである。

5) 呉の異常変化

Fig. 6-f は松山—呉の 1952 年から 1956 年迄の月平均潮位の差の変化であるが、1953 年 8 月頃に著しい変化が現われている。これは呉側の変化によるもので、一見したところ前述の油津—細島と同じ型の変化のように思われるが、日平均潮位の差の変化を調べてみると (Fig. 7-c)、その process は違つていることが判る。即ち、この場合には、変化は 1 日で起つたのではなく約 4 箇月間にわたつて徐々に起つており、その変化の始つた 1953 年 7 月 30 日に、呉から 30 km 程離れた安芸灘に規模 (C) の地震が発生している。従つてこの変化が地震によつて惹起された地殻変動によるものとすれば、新しい型の変化として注目されるが、中国四国地方建設局の調査⁸⁾でも指摘されている通り、検潮所付近の極く狭い範囲の変化のようで、厳密な意味で地殻変動といつてよいかどうか疑わしい点もある。しかしここで重要なのは process の違いがこの方法で簡単に判るという点である。

§ 7. 検潮所の配置について

前節で調べた例では、布良—油壺の場合を除き、いずれも 2 点の中の一方が特に顕著な変化を示した場合であつたから、地殻変動の起つた側とその量を大体推測することが出来たが、一般に 2 点の変動量にあまり差のないときには、両地点の変動量を分離して決定することは難し

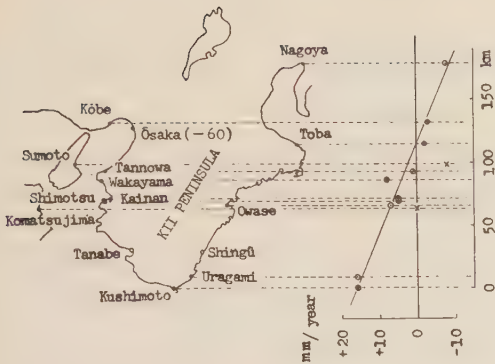


Fig. 8. Distribution of the annual rate of vertical crustal deformation in Kii-Peninsula from 1950 to 1955, taking Komatsujima as the reference point and assuming Kushimoto and Urugami as equally moved.

半島の南上り傾動が起つているとは即断出来ない。何故ならば、厳密な意味での紀伊半島の南北傾動とは、南端から北へ 30 km 程の範囲、即ち、田辺と新宮或いは木本とを結ぶ線以南の変動を指すのであつて、この線より北では別の変動が存在しており、従つて南端と遥か北方の地点との相対変化量を調べてみても、その途中で傾斜方向及び量が変つている恐れが多分であり、地殻の傾斜量を調べているとは云えないからである。

このように考えると、従来の水準測量で求められている地殻変動傾向を調べて、一続きになつて傾動している地域の両端に検潮所を設置することが望ましいことになる。例えば、紀伊半島ならば、新宮、田辺付近に検潮所を新設して、新宮一浦神、田辺一串本の相対変化を調べ得るようになれば、それらは直接紀伊半島南部の地殻の傾斜変動を調べていると考えてよいことになる。

§ 8. 結 語

以上地殻の垂直変動を研究する方法の一つとして、2点間の平均潮位の差のグラフを取上げ、幾つかの実例について検討を加えたのであるが、結果を要約すれば次のようになる。

- 1) 本邦太平洋岸の月平均潮位の変化は、紀伊半島南端付近で著しい不連続性を示すことがある。
- 2) 潮位の共通変化域内では、2点の潮位の差をとることにより、月平均で 100 ~ 300 km 位迄、日平均でも適当な組合せであれば、100 km 位迄離れていても、気象及び海況の影響を相殺させて地殻の相対変動を調べることが出来る。
- 3) 日平均潮位の差のグラフは、変動の詳しい process を見るのに便利であつて、人為的な

い。これはこの方法の欠点の一つであるが、地殻変動の絶対量は問題にせず、地殻の傾斜変化を知ることを目的とすれば、どちら側が変化したかは判らなくてもよいわけである。しかしこの場合には検潮所の配置に注意しなければならない。例えば、Fig. 3に於て、名古屋一浦神、洲本一串本の変化傾向からは、この期間に紀伊半島南部は相対的に隆起していることになり、この関係は更に多くの地点の相対変化傾向を示した Fig. 8 に於ても変わらない（全体として 0.03"/年 位で南上りとなつている）が、これをもつていわゆる紀伊

変化も簡単に発見出来る。

4) 急激な地殻変動の場合には、遠距離の地点との潮位差をとることにより、変動した地点とその量を大体推定出来る。

5) 緩慢な地殻変動の場合には、検潮所を傾動地域の両端に置いて潮位差をとり、傾斜変化量として調べるとよい。

潮位そのものの変化から地殻の絶対的な変動量を調べることは、海洋の連続的な観測が行われていないため、尚困難な点が少くないが、潮位差をとつて相対変動を調べることは、少なくとも短周期の不規則変化を取除くという点では比較的容易に行い得ることが判つた。しかし短周期の不規則変化を取除いた残りが、はたして地殻変動であるかどうか、つまり *curve* が非常に *smooth* になるということで問題が解決したと云えるかどうかは、§ 6. 3) でも触れたように疑問である。これは長期間にわたる水準測量と海洋観測の反復によつてのみ解決し得る問題であると考えられる¹¹⁾。

最後に、本研究に当つて、終始懇切なる御指導を賜つた京都大学教授佐々憲三博士、同西村英一博士並びに一部未公表の分を含む貴重な検潮資料の使用を許可された和達気象庁長官、奥田地理調査所測地部長に厚く御礼申上ます。又この研究に関して討議して頂いた京都大学地球物理学教室の各位、検潮関係者各位並びに母校在学中より常に御指導、御鞭達して頂いている耐久高校新屋兼次郎先生に深く感謝致します。

文 献

- 1) 佐野浚一、「月平均潮位の年週変化について」地震 Ser. 2, 5 (1952) 115.
- 2) Geographical Survey Institute, 'Tidal Record 1930-1949' (1950).
——,「驗潮記録」1946—1949 (1950), 1950—1954 (1955), (1955 年以降の分は未公表の資料によつた)。
- 3) 中央気象台,「潮汐観測」第 2 集, 第 3 集 (1952), 第 4 集 (1956).
気象庁,「気象要覧」1954—1956. (1941 年以前の分は各測候所の資料によつた)
- 4) 高橋竜太郎, 那須信治, 岸上冬彦, 河角 広,「1949 年に於ける四国地方の地盤変動量」, 四国地方地盤変動報告書 第 7 輯 (1950) 1.
- 5) 佐野浚一,「愛知県沿岸の年平均潮位の変化」地震 Ser. 2, 5 (1952) 19.
- 6) M. Uda, 'On the fluctuation of the main stream axis and its boundary line of Kuroshio' J. Oceanogr. Soc. Japan, 6 (1951) 181.
- 7) 中国四国地方建設局, 地盤変動調査報告書—変動量の実態調査及び推定 (1956) 56.
- 8) 7) 58, 89.
- 9) S. Yamaguti. 'On the reliability of the value of monthly mean sea-level, corrected with proper factors, as a level standard' Bull. Geogr. Surv. Inst., 2 (1950) 15.
- 10) N. Miyabe, 'Vertical Earth Movements in Japan as Deduced from the Results of Rerunning the Precise Levels. B.E.R.I. 30 (1952) 127.
- 11) 宮崎正衛,「年平均潮位の永年変化について」中央気象台海洋報告, 3 (1953) 55.

¹¹⁾ これに関しては、山口生知博士⁹⁾、宮部直巳博士¹⁰⁾、宮崎正衛氏¹¹⁾等の研究があり、いずれも、相当長期間 (30 年間位) の潮位の変化傾向と水準測量結果とは比較的良好に一致している (± 3 cm 程度) と報告されている。

松代において遠地地震の Magnitude を決める式 および Magnitude と Energy との関係

松代地震観測所 長宗留男・関 彰

(昭和 32 年 7 月 4 日受理)

Determination of Earthquake Magnitudes from Surface Wave Data at Matsushiro Seismological Observatory, and the Relation between Magnitude and Energy.

Tomeo NAGAMUNE and Akira SEKI

(Received July 4, 1957)

1) The formulas have been deduced by the method of least squares by which to determine the magnitude M of a distant shallow-focus earthquake from surface wave data obtained at Matsushiro Seismological Observatory. These are

$$M = \log A + 1.32 \log \Delta + 4.11 \quad (\text{for 30 sec period}) \quad (2)$$

$$\text{and } M = \log A + 1.31 \log \Delta + 4.28 \quad (\text{for 20 sec period}), \quad (3)$$

where A is the surface wave ground amplitude expressed in micron, Δ the epicentral distance in 1,000 km and \log is the common logarithm.

If, instead of the amplitude A , we use (A/T) which is proportional to the ground velocity, we get from the equations (2) and (3),

$$M = \log (A/30) + 1.32 \log \Delta + 5.58 \quad (4)$$

$$\text{and } M = \log (A/20) + 1.31 \log \Delta + 5.58 \quad (5)$$

which are almost exactly the same. We may write

$$M = \log (A/T) + 1.31 \log \Delta + 5.58. \quad (6)$$

2) The energy E' of RAYLEIGH waves has been calculated for each of 16 selected shallow earthquakes, using seismograms obtained with the Galitzin and the Long Period seismographs working at Matsushiro. The magnitudes of the earthquakes range from 5.4 to 8.1. The energy E' and the magnitude M have been found to be connected as follows

$$\log E' = (1.98 \pm 0.074) M + (6.65 \pm 0.48). \quad (9)$$

If the total energy E of an earthquake is assumed to be twice the energy of RAYLEIGH waves, then follows the relation:

$$\log E = 1.98 M + 6.95. \quad (10)$$

§ 1. ま え が き

RICHTER が地震の規模を数量的に表わすために、Magnitude “ M ” を定義してから 20 年余りになるが現在では世界中の多くの地震観測所で M を決めるようになった。しかし、各観測所で独自に決めている M はその観測所における記象振巾から求めたものであり、一方地震の発震機構を考えに入れると、震源に対していろいろな方位・距離で出来るだけ多くの観測点で求めた M の平均値をもつてその地震の M とみるのがもつとも妥当と思われる。そのため

には適当なばらつきをもつて、なるべく多くの観測所で、近地々震および遠地々震について M を決められることが望ましい。

松代でも Wood-Anderson の標準地震計があつて、主として近地々震のためにはこれで事足りるが、遠地々震や最遠地々震に対しては特に大きいものの他は測定出来ない。一般に遠地々震の M を決めるためには、もつと高倍率の地震計による実体波や表面波を使う方法が用いられているが、今回は表面波の振巾から浅い地震の Magnitude を決めるための式をつくつた。また 16 個の地震について、Rayleigh 波の Energy を計算して、Magnitude との関係調べた。

§ 2. 資料および求められた式

1954 年末から約 1 年半の間の、浅い遠地々震の中で M のあたえられている適当なものを

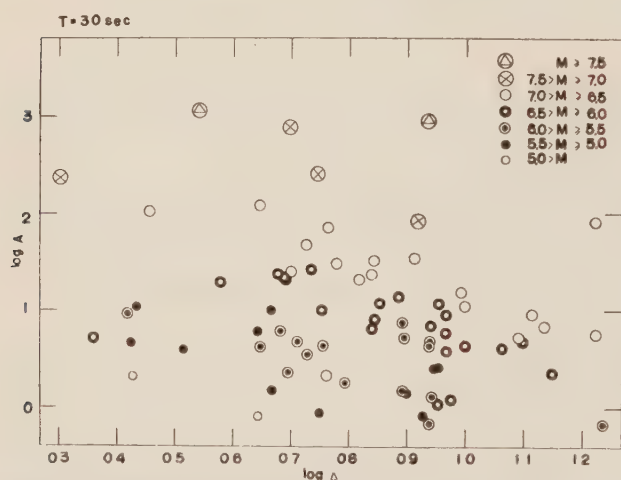


Fig. 1. Materials used in the present paper, for 30 sec period.

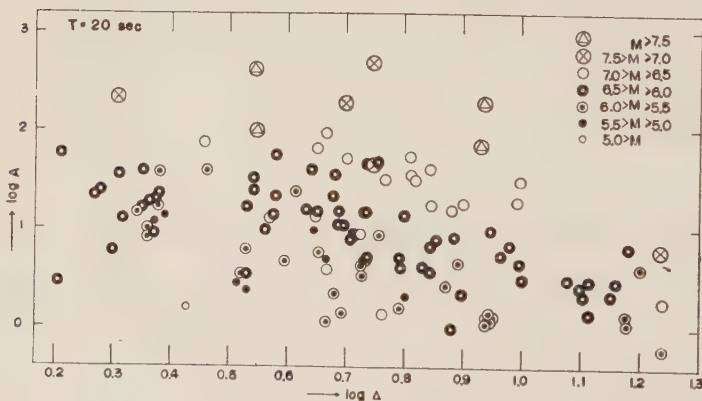


Fig. 2. Materials used in the present paper, for 20 sec period.

えらんで、周期 30 秒および 20 秒の Rayleigh 波の水平振巾を、それぞれ別個に読取つた。 M の値は B.C.I.S. の報告にのつているものを採用し、使用した資料は 30 秒周期のもの 75 個、20 秒のもの 147 個である。これらは M の大きさによつて 0.5 ずつに区分して Fig. 1 および Fig. 2 に示してある。図中 A はミクロンであらわした地震の水平振巾である。表面波は、その径路が大洋か大陸かによつて減衰の割合も異なる。従つて大洋径路のものと大陸径路のものと別々に式をつくつておいたほうがよいの

であろうが, それだけの資料もないので両者を一緒にして取扱うことにする.

$$M = \log A + \alpha \log \Delta + \beta \quad (1)$$

ここで, A はミクロン単位の地動水平振巾, Δ は 1,000 km 単位の震央距離とおき, 上の資料を使つて, 最小自乗法で係数を決める.

これらの資料の元になる M は, 多くの観測所で決めた値の平均をとることを主眼としたが, 中にはただ 1 ケ所の値だけしかないもの, 2 ケ所のもの, 3 ケ所のものなどあるので, 数の多少によつて適当に weight をかけて, M に精度の差をつけたほうがよいであろう(註 1). 簡単のために, ただ 1 個のものと, 2 個以上のものとは大別して後者に 2 倍の weight をかけて計算すると次のようになる,

$$T = 30 \text{ 秒のもの: } M = \log A + 1.32 \log \Delta + 4.11 \quad (2)$$

$$T = 20 \text{ 秒のもの: } M = \log A + 1.31 \log \Delta + 4.28 \quad (3)$$

(2), (3) 式で $\log \Delta$ の係数は, 両者等しいとみてさしつかえない. 上の 2 つの式の振巾の代りに, 地動速度をとつて書き直すと

$$M = \log \left(\frac{A}{30} \right) + 1.32 \log \Delta + 5.58 \quad (4)$$

$$M = \log \left(\frac{A}{20} \right) + 1.31 \log \Delta + 5.58 \quad (5)$$

あるいは,

$$M = \log \left(\frac{A}{T} \right) + 1.31 \log \Delta + 5.58 \quad (6)$$

となり, A の代りに A/T をとることにすれば, いずれの場合でも, (6) 式 1 つで間に合う.

(2) および (3) から決めた M を M_M として $(M_M - M)$ と M , または, $(M_M - M)$ と Δ との関係を調べてみると, 別に系統的なものはみられない.

表面波によつて M を決める場合には, 普通 GUTENBERG-RICHTER の例にならつて, 周期 20 秒付近の波の水平振巾を使用することとして, それに対する式をつくつてゐる. 次に他の観測所で使つてゐる式¹⁾を, 今回求めた (3) 式と比較してみよう. 各観測所に対する式は, 次の通りである.

$$\text{Matsushiro} \quad : \quad M = \log A + 1.31 \log \Delta + 0.37$$

註 1): 1 ケ所の値だけしかないものは, 30 秒周期のもので 75 個中 21 個, 20 秒周期のもので 147 個中 35 個である. これらを全部一樣にして取扱つて係数を求めると.

$$M = \log A + 1.45 \log \Delta + 4.00 \quad (30 \text{ 秒に対して})$$

$$M = \log A + 1.31 \log \Delta + 4.28 \quad (20 \text{ 秒に対して})$$

となる.

Rome	: $M = \log A + 1.526 \log d - 0.683$
Graz	: $M = \log A + 1.60 \log d - 1.20$
Strausbourg	: $M = \log A + 1.62 \log d - 1.35$
Wien	: $M = \log A + 1.64 \log d - 1.37$
Pasadena	: $M = \log A + 1.656 \log d - 1.520$
Praha	: $M = \log A + 1.66 \log d - 1.25$
Hurbanovo	: $M = \log A + 1.66 \log d - 1.36$
Skalnáté Pleso	: $M = \log A + 1.66 \log d - 1.41$
Toledo	: $M = \log A + 1.916 \log d - 2.563$

ここで、 A はミクロン単位の地動水平振巾、 d は km 単位になおしてある。

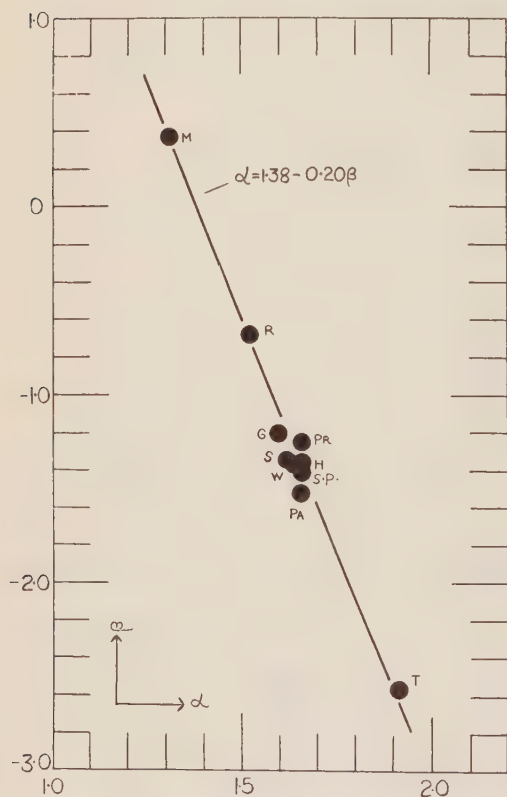


Fig. 3. Relation between α and β .

これらの式で、 $\log d$ の係数 (α) と常数項 (β) とは、観測所によつてそれぞれ異つた値をあたえているが、これら 10 組の α , β をプロットしてみると、Fig. 3 に示すように直線的関係がある(註 2), すなわち 2 つの量の間には

$$\alpha = (1.38 \pm 0.010) - (0.20 \pm 0.007)\beta \quad (7)$$

なる関係がある。

§ 3 Magnitude と Rayleigh 波の Energy (E_R) との関係

地震の Magnitude と Energy との結びつきは、GUTENBERG-RICHTER によつて以前から詳しく検討されており、また他の人々によつて求められた結果もいくつかある。

ここでは上に使つた地震記象の中から 16 個のものをえらんで、Rayleigh 波の Energy (E_R) を計算し、 M との関係調べてみる。

註 2): 坪井忠二博士は、日本各地の観測所において、最大振巾を使つて M を求める式を計算され、各観測所に対する式 (1) 式と同型) の係数 α , β がやはり直線的関係になることを示された (地震のマグニチュード M について、地震 II, 10, 18.)。

JEFFREYS によれば Rayleigh 波の Energy は, ポアリン比 $\sigma=1/4$ として次の式で求められる,

$$E_R = 4\pi^3 \rho \gamma_0 \sin \Theta e^{k\Delta} \int HVA^2 T^{-2} dt \quad (8) \text{ (註 3)}$$

ここで

- ρ : 密度,
 γ_0 : 地球の平均半径,
 Θ および Δ : 度および km で表わした震史距離,
 H : $1.1\lambda = 1.1TV$,
 k : 吸収係数,
 V : 位相速度,
 A : 水平振巾,
 T : 周期,

である.

今回計算した地震は
 1つの例外はあるが,
 全て太平洋径路のもの
 である. $\rho = 3.3 \text{ gr/cm}^3$, $\gamma_0 = 6.37 \times 10^3 \text{ km.}$, $V = 4 \text{ km/sec.}$, $k = 3 \times 10^{-4} \text{ km}^{-1}$ とお
 いて, Galitzin 地震計
 および 1 トン地震計の
 記象から求めた結果は
 表および Fig. 4 に示
 す通りである. ここで

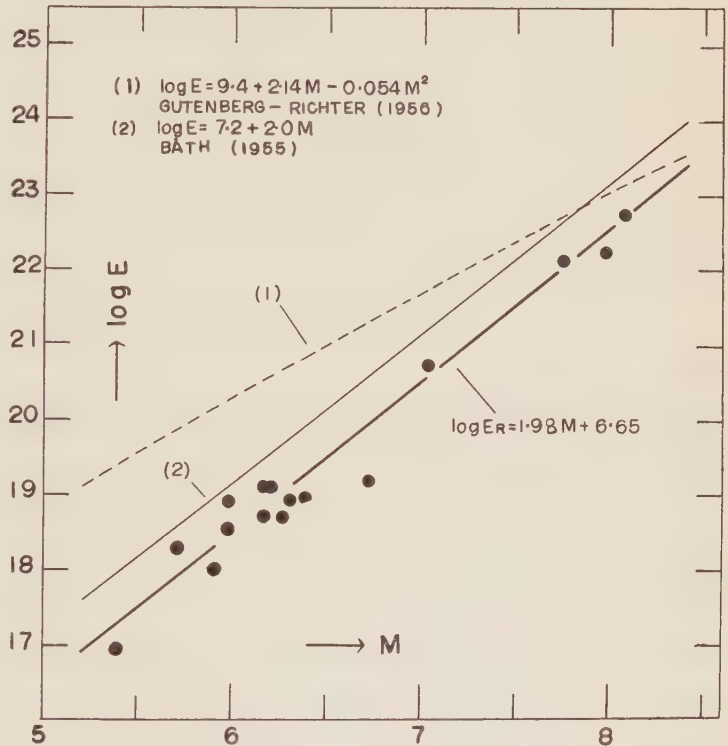


Fig. 4. Relation between $\log E$ and M .

M は(2)および(3)式から求めた値の平均値である. これだけの資料から, $\log E_R = aM + b$

註 3): 記象紙上で相次ぐ零点間の時間 ($T/2$) を読み取り, この間では A および T は一定とし, また位相速度 V を一定と仮定して積分の外に出すと, (8) 式の積分は次のようになる.

$$\int HVA^2 T^{-2} dt = V^2 \sum_i \left(\frac{A_i^2}{T} \right) \Delta t = 0.5 V^2 \cdot \sum_i A_i^2$$

従つて, 相次ぐ山および谷の振巾を読み取り, それに対する地動振巾を求めれば (8) 式から E_R が計算される.

Table 1. Earthquakes used in the energy computation.

Date	Epicenter	Distance	$\log E_R$	M
1955, Jan. 13	53N., 167½W. Aleutian Is.	40.1	20.73	7.0
Feb. 27	28½S., 175.0W. Kermadec Is.	77.4	22.75	8.1
May 17	6.6N., 94.0E. Nicobar Is.	50.0	22.13	7.8
Oct. 10	5½S., 153.0W. New Britain	44.9	22.23	8.0
1956, Jan. 26	10N., 124E. Mindanao	29.5	16.95	5.4
Feb. 22	5S., 67E. Chagos Is.	77.9	18.91	6.0
March 3	15S., 173½W. Samoa Is.	68.2	19.18	6.7
March 3	23½N., 94½E. Burma India border	39.7	18.01	5.9
March 18	6N., 93E. Nicobar Is.	51.3	18.55	6.0
March 19	6S., 150E. New Britain	43.8	19.12	6.2
April 7	36.0S., 177.0E. New Zealand	79.7	18.30	5.7
April 18	52.0N., 178.0W. Aleutian Is.	34.2	18.71	6.3
April 22	6S., 151.½E. New Britain	43.5	18.92	6.3
April 25	17S., 175E. Fiji Is.	63.0	18.70	6.2
May 22	15½S., 173W. Samoa Is.	68.7	18.96	6.4
June 12	9S., 110W. Pacific Ocean	112.8	19.11	6.2

とにおいて最小自乗法により係数を定めると

$$\log E_R = (1.98 \pm 0.074)M + (6.65 \pm 0.48) \quad (9)$$

となる。

Fig 4 には, GUTENBERG-RICHTER の最近の $\log E$ と M との関係²⁾, および BATH が Kirna の記象から計算した $\log E_R$ と M との関係³⁾を一緒に示してある。BATH は地震の総エネルギー (E) を, $\log E = 2.0M + 7.2 + \log(x/2)$ (x は地震波の総エネルギーと Rayleigh 波の Energy との比) とにおいて, 極く浅い地震に対しては, $x=2$ と仮定している。Rayleigh 波の Energy は地震全体の Energy の中で, どの位の部分を占めているかはわからないが, 震源の浅い地震では, 総エネルギーは Rayleigh 波の Energy の大体 2 倍位として大きな間違いはないようである⁴⁾。 $E=2E_R$ と仮定すれば, (9)式から

$$\log E = 1.98M + 6.95 \quad (10)$$

が得られる。

§ 4. あとがき

Rayleigh 波の振巾を使つて, 松代において遠地地震の Magnitude を決める式を最小自乗法によつて求めた。ただしこれは浅い地震にのみ適用されるもので, 震源が深さをもっている場合には, 別に深さに対する補正項を求めるか, あるいは他の方法によらなければならない。

また, Rayleigh 波の Energy を計算し, Magnitude と Energy との関係を調べた。地震

全体の Energy を Rayleigh 波の Energy の 2 倍と仮定すれば, BATH がやはり Rayleigh 波から求めた結果と大体同じ関係になる。

文 献

- 1) Båth, M.: The Problem of Earthquake Magnitude Determination. Trav. Sci. Assn. Scis., IUGG, fasc. 19, pp. 5-93, 1956.
- 2) Gutenberg, B. and Richter, C. F.: Earthquake Magnitude, Intensity, and Acceleration (Second paper). Bull. Seism. Soc. Am. 46. 105 (1956).
- 3) Båth, M.: The Relation between Magnitude and Energy of Earthquakes. Trans. Amer. Geophys. Union 36. 861 (1955).
- 4) —: 同 上

第3回釜石中爆破地震動観測について

爆破地震動研究グループ

(昭和32年8月28日受理)

Observations of Seismic Waves from Four Explosions near Kamaisi Mine

The Research Group for Explosion Seismology

(Received August 28, 1957)

At 01h 35m, 03h 35m on May 1, and again at 01h 35m, 03h 35m on May 3, 1954, four explosions were fired near Kamaisi Mine following the two former explosions of Dec. 7, 1952 and Sept. 13, 1953 in the same locality. The amount of charge of 01h 35m and 03h 35m explosion was 0.1 and 1.0 ton respectively. 17 temporary observation stations were spread towards west and south for about 30km from Kamaisi City. Each station was equipped with high-sensitive electro-magnetic seismometers with amplifiers. These explosions were planned in order to ascertain the results obtained by the former five explosions about the crustal structure of the north-eastern part of Honsyū, i.e., the interface between the layers specified by the velocities 5.8 km/sec and 6.1 km/sec of P wave is shallower towards east and come across the earth surface near Kamaisi City. By the present explosion experiments these results were confirmed. It has become certain that there is an anticline of the layer with velocity 5.8 km/sec of P wave, the axis of which is under the line connecting the shot points B and C and parallel to it. The final conclusion is graphically shown in Fig. 9.

第1章 序および資料

§ 1. 観測のあらまし

1950年、石淵ダム建設のための火薬爆発により生ずる地震動の観測を行つて、爆破地震動研究グループが誕生して以来、われわれは機会ある毎に石淵、釜石両爆破による地震動を観測し、東北地方の地下構造の研究を推進し、その回数も5回に及び資料もかなり蓄積された。各回の爆破観測の資料は別々に整理され、その都度、独立に発表されて来た。その間に各回で波の伝わる速度が誤差の範囲以上に異なるなどの矛盾が存在し、総合的に再検討の必要を感じて来たが、東北に於ける適当な薬量の爆破工事がなくなつて来た事と、1954年秋ローマで開かれる国際測地学及び地球物理学連合総会への論文提出を契機として、矛盾の解明に乗り出した。その結果は既に会報10号¹⁾に詳細に報告されているが、そのうちの重要な結論の1つである速度5.8 km/sの第2層と6.10~6.20 km/sの第3層の境界を約6°~11°で東上に傾けると云うことに関して、資料が不十分であると感じ、その確認の目的を以て、その境界が地表付近に現われる釜石付近の構造をより詳しく調査する事を計画した。爆破の実施は能率よく、かつ両端発破になるようにし、第1表に示す如き位置、日時、薬量によつて実施したの

Table 1

Shot Point		Latitude	Longitude	Height	Shot time	Amount of charge
A	DOSEN	39° 14' 24.8"	141° 46' 0.6"	380 ^m	1954, May 1, 1 ^h 35 ^m 00.28 ^s	0.1 ^{ton} ca
B	SINYAMA	17 36.7	41 31.6	360	3 35 00.513	1.0 "
C	DAIDO	14 32.5	41 23.9	530	3, 1 35 00.170	0.1 "
D	TAKINOSAWA	15 54.1	54 55.2	2	3 35 00.513	1.0 "

である。

観測は4回の爆破とも同一場所、同一観測者によりなされた。爆破点・観測点の位置は Fig. 1 に示す如くであり観測者、計器、観測点の緯度、経度、高度は第2表に示してある。又爆破点及び観測点の位置は航空写真をもとにして指針点の方法によつた。又高度は平板によつた。

誤差は最大で水平は10

m, 高度は 2 m である。

計器は大部分が従来使用して来たものである。すなわち、pick-up は固有振動数 3 c/s のもので、増幅器を用いて、電磁式オッシログラフに記録させる方法に従つた。得られた記録は良好なものが多く、bromide paper の送りも速くなつていたので、1/100 秒の時刻精度は十分にある。



Fig. 1. Shot points and seismic observation stations for the third Kamaisi explosions of May 3 & 5., 1954. ----- shows the boundary between granitic and paleozoic rocks which coincides well with the boundary between V_3 and V_4 layers obtained in this paper.

§ 2. 読みとり——走時表と走時図

読み取りに際しては整理委員の2人が1組となつて1つの爆破を分担し、その2人は各々独立によみとり比較し妥当な初動の発震時を定めるようにした。記録の総合的な良好さの目安として、よみとり値を x, y, z, u の階級に分類し、それは時刻精度と初動の立ち上りの明りよう度を

Table 2.

Observation point	Location			Electro-magnetic Seismometer	Observers
	Latitude	Longitude	Height ^m		
1. SINYAMA	a 39° 17' 32.9"	141° 41' 35.7"	350	3 c/s Vertical-4	Omote, Kobayashi, Saito.
	b 18.5	42 9.5	350		
	c 3.7	41.6	350		
	d 16 54.5	43 3.7	302		
2. ŌHASI	a 16 28.0	43 24.0	230	3 c/s Vertical-1	Mikumo, Otsuka, Tanaka.
	b		255	2 c/s Hor.-2	
3. ŌMATU	a 15 15.9	44 21.8	190	3 c/s Vertical-5	Mine, Ishigaki, Shima.
	b 8.4	44.9	180		
	c 13.8	44.6	175		
4. DŌSEN	a 14 49.0	46 10.8	102	3 c/s Vertical-3	Suzuki, Den, Haseba.
	b 42.5	6.5	120		
	c 47.3	19.5	118		
	d 47.7	37.1	122		
	e		102		
5. MATUKURA	15 13.0	48 3.7	60	3 c/s Vertical-1	Shima, Shibano.
6. NODA	a 15 23.6	49 17.4	70	3 c/s Vertical-3	Asano, Yanagisawa.
	b 22.9	17.4	45		
7. KOSANO	a 15 45.5	50 22.4	35	2 c/s Hor.-3	Okano, Morimoto.
	b 46.2	29.3	34		
8. NAKATUMA	16 16.7	51 33.4	26	3c/s V-2, 3c/s H-1	Matumoto, Karakama.
9. TAKINOSAWA	a		2	3 c/s Vertical-3	Murauchi, Honda, Asanuma.
	b		2		
	⊙	16 0.8	2		
	d		2		
	e		4		
10. KAMAISI-KŌ	a 15 55.2	53 34.2	-4		Morishita.
	b		-4		
11. URESI	15 35.7	53 35.2	7	3c/s V-1, 10c/s H-1	Kasahara, Sato.
12. TŌNI	12 23.9	53 36.4	5	3c/s V-1, 3c/s H-1	Noritomi, Takagi.
13. OKIRAI	6 51.8	49 5.1	19	3 c/s Vertical-4	Tazime, Akamatu, Oguchi, Ueda.
14. HIKOROITI	a 7 24.3	40 41.4	82	3 c/s Vertical-3	Utsu, Usami.
	b 26.9	37.4	82		
	c 26.9	37.4	82		
15. DAIDŌ	a 14 35.1	41 42.6	520	3 c/s Vertical-1 30 c/s Vertical-3	Furuya, Ogawa, Suyehiro.
	b 29.5	23.6	520		
	c 23.9	10.5	520		
	d 23.6	10.0	520		
16. ASIGASE	a		512	P-11	Yamazaki, Kobayashi, Daikubara.
	b		508		
	c		505		
	d		504		
	e		503		
	f		501		
	⊙	15 35.2	500		
	h		500		
	i		501		
	j		501		
	k		502		
	l		502		
17. TŌNO	18 9.6	32 21.0	303	3c/s V-1, 3c/s H-1	Hori, Tsujiura.

Different pick-up positions belonging to one observation point are made out by the symbols a, b, c,

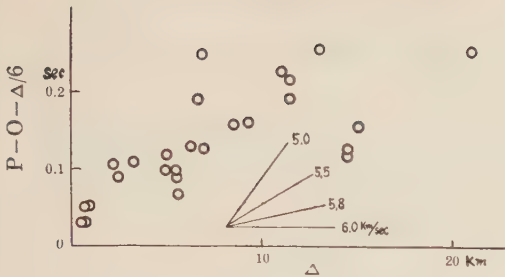


Fig. 2. Travel time of shot A.

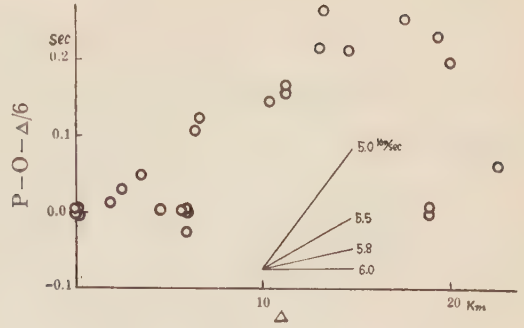


Fig. 3. Travel time of shot B.

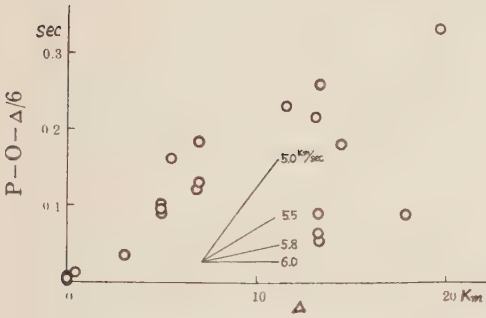


Fig. 4. Travel time of shot C.

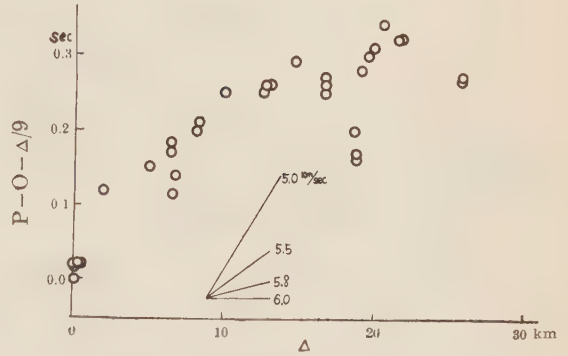


Fig. 5. Travel time of shot D.

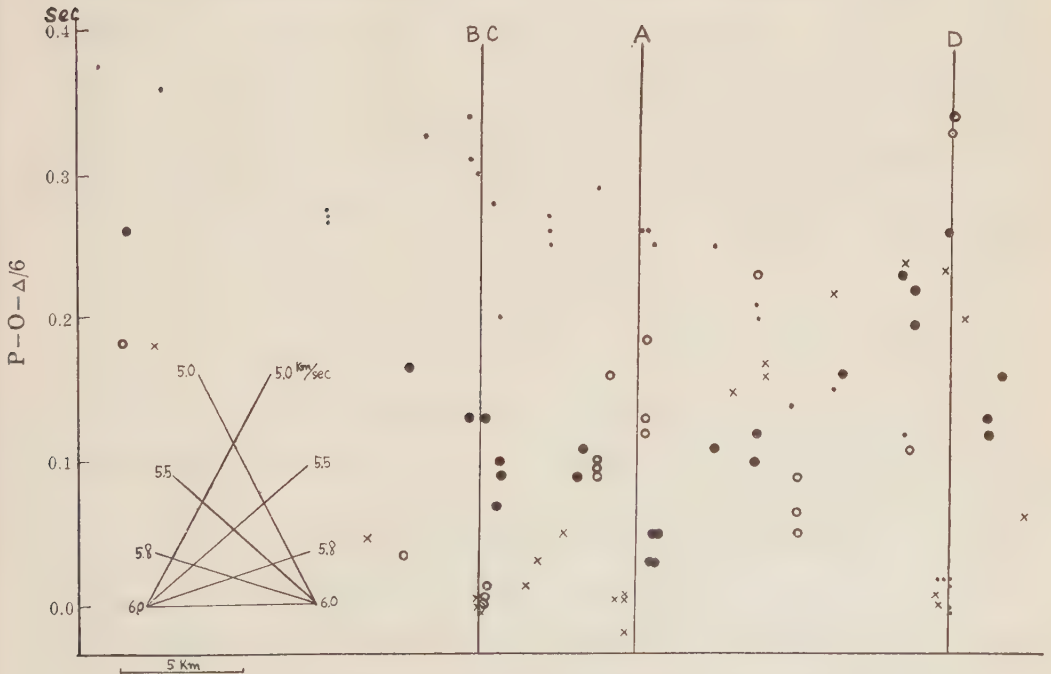


Fig. 6. Travel time of shots A,B,C,D projected on the section CAD.

総合したもので精度の目安を与える。この精度はよみとり値と共に第3表に与えられている。

第3表より各爆破別の走時図を描いたのが、Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4, Fig. 5 であり、CAD断面上に重ねて示したものが Fig. 6 に与えられている。

なお、この観測を行うために、岩手県庁、富士製鉄株式会社、盛岡鉄道監理局、N.H.K.、同盛岡放送局、県土木出張所、各観測点の警察、役場、その他官民各位からいろいろの観測に必要欠くことのできない御援助をうけた。ここに記して心から感謝します。

第2章 第1章の結果から求められる 地下構造のモデル (その1)

第1章の結果から地下構造のモデルを決めるについて、とくに、次の点に注意をしながら作業を進めた。

- 1) なるべく簡単なモデルを採用する。
- 2) 得られたモデルから計算した T_0 と観測値 T_0 との差 $O-C$ が ± 0.03 sec 以内におさまるようにする。しかし、特別な数点はこの範囲から出ても差支えないと考える。

また、整理に当つて爆破地震動研究グループ会報 10 号²⁾にある釜石綜合整理の結果を参照したけれども、無理に、その結果に合わせるようにはしなかつた。つまり、綜合整理の結果は reasonable な範囲で採用した。また、今回の記録には S その他の later phase が明りように認められるのが多かつたが、解析には初動の発震時だけを使い、さらに走時曲線が明りように認められる所では走時曲線を使つた。しかし、同一測線上にないとか、同じ走時曲線にのる点が少ないときには、走時曲線という考を使わずに、各々の初動の時刻の $O-C$ の値を小さくするように心がけた。

§ 1. 東西断面におけるモデルの第1次近似

Fig. 1 (第1章) から分るように、爆破点 A, B, C, D と観測点 1~11, 15, 16, 17 の各点は、同一の東西断面上にあるとみて差支えないから、これら各点の初動から、東西断面におけるモデルの第1次近似を求めることにする。

まず、A および D-shot の走時曲線をみると、A の 9、および D の 4 の初動の時刻の差は 0.01 sec で両点発破の条件を充している。そこで A および D-shot の観測点 4~11 の初動を同じ走時曲線上に plot してみる (Fig. 7) と A と D shot は明かに別の直線にのつている。そのみかけの速度はメノコによりそれぞれ 5.45 km/sec, 5.54 km/sec と求められる。従

つて、その平均 5.5 km/sec が第2層の実質速度となる。また、爆破点近傍では走時が折れると考えられる。その速度は正確には決まらないが、一応 Fig. 7 から 4.5 km/sec と求められる。ここでは第1層の速度としてこの値を採用することにする。また、走時の折れまがる点の Δ は A-shot では 0.78 km, D-shot では 2 km となる。したがって第1層の深さは、A で 122 m, D で 314 m となり、第1, 2層の境界は $\theta_{12}=50.33'$ の傾斜で東下りになっていることが分る。

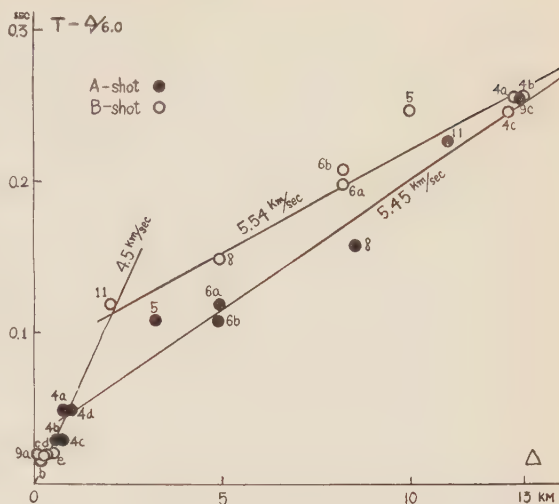


Fig. 7. Travel time curve of shots A and D.

次に B-shot の東方測線の走時を考えてみる (Fig. 3). そのみかけの速さ V_s は $V_2=5.5$ km/sec より大きい。しかも intercept time はほとんどない。したがって $V_3>V_s$ なる実質速度をもつ第3層があつて、第2, 3層の境界は東下りとなり、B 点では第3層までの深さが、殆んどないことが考えられる。しかし、第3層の速度は決らない。

さて、D-shot の 16, 17 をみると、この点は走時が折れた先のもつていられる。しかも、そのみかけの速さは 5.86 km/sec で折れる点の Δ は 14km となる。そこで V_3 の速度をいろいろ仮定して、前にもとめた V_1, V_2, θ_{12} およびみかけの早さ 5.86 km/sec を使い、三層のモデルを考えると第4表のような θ_{23} (第2, 3層の境界の傾斜) が求められる。

Table 4

V_3	θ_{23}
5.78 km/sec	1° 3' 20''
5.80	30' 20''
5.82	- 6' 40''

θ_{23} が負ということは東上りを意味する。したがって前節にのべたことと考え合わせれば $V_3<5.81$ km/sec がえられる。したがって、釜石綜合整理³⁾の結果えられた第2層の速度 5.8 km/sec をこの場合、第3層の速度ととつても差支えのないことが分り、 $V_3=5.8$ km/sec とすることにする。この V_3 の値と前表の $\theta_{23}=30'$ を採用し D-A-16-17 断面で境界面が直線で表わされるような3層構造を考えると D-shot の 16, 17 両点の走時 (みかけの速度 5.86 km/sec, 折れる点の $\Delta=14$ km) から D 点における第2層の厚さ h と折れる点 Δ との間には

測点の位置をそれに plot した。この際 B と C は同じ位置に重なるように図を作った。このようにして、この図から graphically に初動の発震時刻 $T_{o,i}$ を計算した。このとき、通過する層によつて T_o が異なるときには勿論早い方の T_o を採用した。こうして各爆破、および各観測点毎に O-C を計算し、O-C が全体として ± 0.03 sec 以内に収まるように地下構造を少し変え、こうして変えた地下構造について再び T_o を求め、O-C を計算する。このように trial and error の方法を使つて東西断面における地下構造のモデルを決定したのが Fig. 9 である。また、そのときの O-C は第5表にのせてある。この表でローマ数字は波が通過した層の番号を示している。またアンダーラインは次節以下にのべる方法で求めた O-C を示す。さらに観測点 1, 2, 3 は V_2 層に、4 は V_1 層にのつていると考える (Fig. 9, 第5表)。

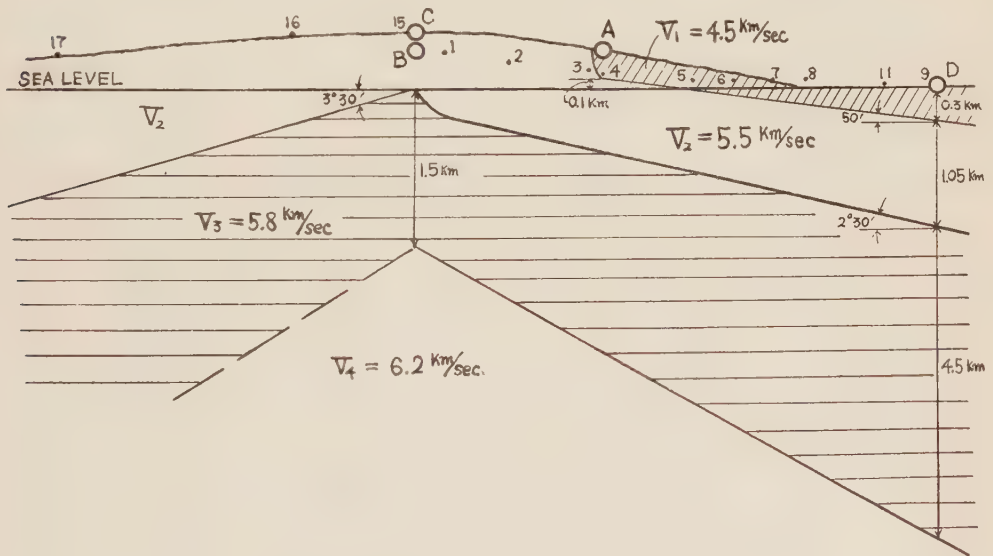


Fig. 9. Final results of the crustal structure in the section CAD.

Fig. 9 は Fig. 8 と次の諸点で違つている。

- 1) 第 1, 2 層の境界を A 点の下で約 200m 浅くした。これは Fig. 8 のままだと A-shot にかぎり 0.02 sec ほど T_o が遅くですぎる傾向があるので A 点での第 2 層までの深さを浅くした。こうすることによつて、他の shot に対するくいちがいをできるかぎり少くした。
- 2) D および B 点における第 3 層の厚さを 1.5 km 厚くした。こうすることによつて第 4 層を通つてくる波が、それを通過しない波より早く到達し、しかも O-C がうまく収まらない点があるのを修正した (たとえば D の 16 など)。
- 3) 第 2, 3 層の境界は傾斜を $2^{\circ}30'$ とし、B 点の近くでその傾斜が徐々に増え B 点では水平面に達するように訂正した。

Table 5. $T_0 - T_c$ (unit in sec)

Station & P.U. position	Shot	A		B		C		D	
1	c d			-0.024 -0.007	II "				
2	a b	-0.035 -0.045	I, II "	-0.008	"			0.04	I, II, III
3	b c	0.006 0.015	" "	0.00 0.013	I, II "	0.01	II	0.04	"
4	a b c d	0.007 0.000 -0.007 -0.007	I " " "			-0.016 0.02	I, II "	0.02 0.03 0.01	I, II, III " "
5		-0.025	I, II	-0.04	I, II			0.03	I, II
6	a b	-0.035 -0.055(z)	" "	0.02 0.03	I, II, III "	0.03	I, II, III	0.00 0.01	" "
7	a b	0.015 0.035	" "	0.04(u) 0.08(u)	" "	0.012 0.048	" "	-0.02 0.01	" "
8		-0.015	"	-0.01	"			-0.009	"
9	a b c d e							0.015 0.008 0.006 0.002 -0.007	I " " " "
11		-0.026	I, II, III	0.025	"	-0.01	I, II, III	0.005	"
12		0.04	"	0.06	II, III			0.01	I, II, III
13		-0.018	"	-0.05	II, III, IV	-0.008	II, III or II, III, IV	0.00	"
14	a b c	0.05	I, II, III, IV	0.015 0.015	" "	-0.01 -0.03	III "	0.11 0.12 0.12	I, II, III, IV " "
15	a b c d	-0.015 -0.020	I, II "	-0.05 -0.08 -0.08 -0.08	II, III " " "	0.005 0.00 0.00	II " "	0.03 0.05	I, II, III "
16	a c e l			-0.008 -0.018 -0.03	II " "	-0.01 -0.008 -0.015 -0.018	II " " "	-0.06 -0.04	I, II, III "
17		-0.003	I, II, III	0.015	II, III	0.00	II, III	0.17	I, II, III, IV

Table 5 I, II, ... denote layers through which the wave, that reached the observation point at first, passed.

Values of O-C with underlines are obtained by the method of § 3, Chapter II.

B の両側での 3, 4 第層の境界を決めうるだけの資料はない。しかし、前述のことから、第 3, 4 層は B, C 两点を通る南北線上で浅く、そこから東西に離れるにしたがつて深くなることは疑う余地がない。なお、東北地方に於ける爆破観測資料の綜合整理の結果⁶⁾を参照すれば、第 3, 4 層の B より西の境界を図の点線のように考えることも荒唐無稽ではないと思われる。またこの調査における第 3, 4 層がそれぞれ東北地方に於ける爆破観測資料の綜合整理結果⁶⁾における P_2 , P_3 層に相当することが分る。このようにして今回の観測により前回の整理における予想⁷⁾—— P_2 , P_3 層の境界が東上りになり釜石の近くで地表に現われる——を裏書きすることができた。

§ 3. 南方における地下構造

南方に位置する観測点 12, 13, 14 の初動から南方の地下構造を一義的に推定するには、観測点の数も少く、また、これらの観測点は同一測線上にのつていないので、走時曲線から出発することはできない。したがって、ある構造を仮定し O-C をできるだけ小さくし、しかも東西断面と矛盾しないようなものを探すより方法がない。ここでは次のようにして、B-C-14-15 の断面と D-12-13-14 の断面のモデルを求め、こうして求められたものから他の shots の南方各点の O-C を計算した。

まず B-C-14-15 の断面を考える。B の 14, 15, C の 14 を一緒にして考えると Fig. 10 のようなモデルがみられる。ここでは簡単のために、観測点 14 は第 3, 4 層の境界にのり、B, C 点では第 2, 3 層の境界は Fig. 9 から水準面にあるとし、B 点における V_3 層の厚さも Fig. 9 から 1.5 km とした。こうすると Fig. 10 に示すモデルがえられる。C の 14 は V_2 層だけを通るとすると O-C が小さくなるので V_3 層は C の南で切ることにした。また、B の 15 点は初動が早く出すぎ、それを説明するには V_3 層が直接地表に出るようにしなければならないが、そうすることは、東西

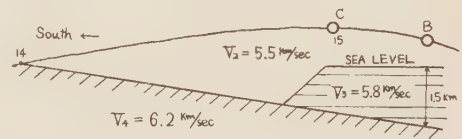


Fig. 10

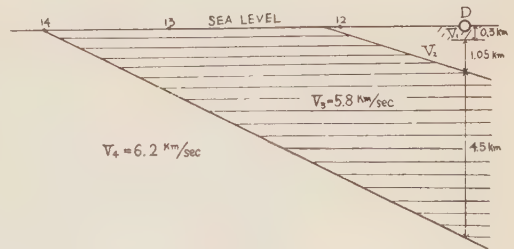


Fig. 11

断面における考察から無理なことが分る。Fig. 10 から計算した O-C は第 5 表にのせてある。

つぎに、D-shot における 12, 13, 14 の各観測点は、ほぼ同一直線上にあるとみなし、この断面におけるモデルを推定する。まず 14 は V_3 , V_4 層の境界面上にあるとし、D 点にお

る各境界層までの深さは Fig. 9 のものを採用し、観測点 12 で $O-C \approx 0$ になるようにするために、波が V_3 層を通つてくると考え、 V_2, V_3 層の境界面を定め、Fig. 11 のようなモデルを得た。これから求めた $O-C$ は第 5 表にのせてある。Fig. 11 によると V_2, V_3 層の境界は 12 より南方 0.6 km のところで地表にでていることになる。また D-14 の T_0 と T_e はよく合わない。このようにして、Fig. 10, および Fig. 11 から南方各観測点における各層までの深さが決まった。そこで A, B, C-shot の南方各点の T_e を求めるのに（既に求めたものは除いて）次のような方法を使つた。すなわち、Fig. 9, 10, 11 から各爆破点および南方各観測点での各層までの深さが求められるから、たとえば A-shot の 14 を考えるときには、A 点および 14 における各境界層までの深さを図にかき、その対応する点を直線で結び、その直線を A-14 断面における境界面の位置であると考え、こうして得られた断面について graphically に T_e を求める。かくして得られた $O-C$ は第 5 表にのせてある。このとき V_2, V_3 層の境界面の 14 における深さは Fig. 11 の V_2, V_3 層の境界を延長し、それが 14 点での垂線と交る点の高さとした。

§ 4. 結 語

以上のようにして、前後 4 回に亘る爆破から、地下構造のモデルを推定したわけであるけれども、上述のモデルは決して唯一のものではない。つまり、第 1 章の初動のみもとりと Δ を使つて、これと異つた地下構造のモデルを作る事は可能である。

上述のモデルでは特に V_1 層の速さ、したがつて、その厚さ、 V_3, V_4 層の境界面の位置等には任意性が大きい。また、境界層の傾斜や深さを変えて、しかもなお $O-C$ を第 5 表の程度に止めるような別のモデルを作ることは可能である。また $O-C$ も数点で大変大きな値になっている。こういう値を少なくすることは、地下構造を複雑にする事を許されるならば、可能であるけれども、上述の程度の簡単な地下構造のモデルの範囲内では、一方で $O-C$ を少なくすれば、他方で大きくなつて、数点では $O-C$ が可成り大きくなることも止むをえないと考える。ことに南方の地下構造は data も少く、相当の自由度が残つていないことは争われない。

また、この調査には、地質図を参考にしていない。しかし上述の結果えられる各層の境界面の地表に現われる位置を地図上に書いてみると、 V_2, V_3 層の境界は granite と古生層の境界 (Fig. 1 点線) の位置に大局的には一致している。

参 考 文 献

- 1)~7) 爆破地震動研究グループ (1954): 爆破地震動観測による東北地方南部の地下構造;

爆破地震動研究グループ会報 第 10 号

Research Group for Explosion Seismology (1956): Crustal Structure in North-East Japan by Explosion-Seismic Observations; Publications Bureau Central Séismologique International. Série A, Travaux Scientifiques Fascicule 19 (Memoires présentés à l'Assemblée de Rome, 1954)

Table 3. Arrival time of tremors at the third Kamaisi explosion set

[illegible]

Table 3 L: line number reckoned from up to down on the original seismograms.

S: position of pick-up whose elements are given in Table 2.

A: accuracy of readings of initial phase classified as follows.

x	< 0.01 sec
y	< 0.02
z	< 0.03
u	> 0.03

平 面 波 の 多 重 反 射

名古屋大学理学部 青 木 治 三
地球科学教室

(昭和32年8月30日受理)

Multiple Reflection of a Plane Wave

Harumi AOKI

Institute of Earth Sciences, Nagoya University

(Received August 30, 1957)

Wave noises or coda part of seismic waves may be interpreted as composed of single or multiple reflection waves as well as of dispersive or induced surface waves. Sometimes reflection waves observed on seismograms are due to various composite reflections caused by a set of closely spaced reflecting surfaces. Here we assume that the wave medium consists alternatively of two kinds of elastic layers whose thickness is such that the wave travelling time through each layer is just the same. Since this is a kind of regular system, it may represent the case of largest effect of multiple reflections.

The results obtained theoretically in this paper are as follows;

- 1) Reflections of higher orders cannot be neglected.
- 2) In our rough estimation, the general appearance of resulting waves is determined by the value " N ", where N is the number of layers between the source and the receiving point, " a " is a constant relating to the reflecting factor " k " ($a = k^2/1 - k^2$).
- 3) The attenuation and reverberation of waves and elongation of wave length are noticed in some cases, but their characters are too much complicated to be expressed in a simple formula.
- 4) The wave reverberation is remarkably reduced for long waves and a very long wave (the wave length more than eight times of the thickness of a layer) travels as if it were propagated through a homogeneous medium, though there can be seen some slight change in its wave form.

§ 1. 緒 言

地震波の減衰は従来媒質の粘弾性的な性質によるものと考えられ、また、それらに関する計算もかなりあるが、多くは、異常な緩和時間、粘性係数等を想定しなければならないようである。これに対し、媒質の不均質性を考え、波動の散乱による説明もある。例えば、Jeffreys¹⁾は、波の平均自由行路が波長にくらべ十分小さい場合について、また、妹沢²⁾は数枚の弾性板による波動の反響性について論じている。

しかしながら、普通の地震波、または人工爆破に伴う波の波長程度の尺度で考えるとき、不均質性はそれ程小さいものではなく、またそれらが媒質の一部分だけを占めると考えるのは適当でない。したがって、両者の中間的な不均質の存在と波動の散乱、あるいは、反響性の関係を定量的に調べるのも無意味ではない。

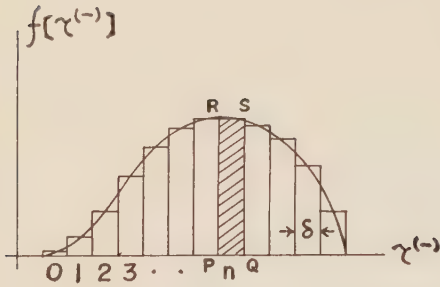


Fig. 1. Decomposition of an arbitrary impulse into rectangular pulses.

い、巾 δ の単位矩形波として

$$\left. \begin{aligned} P_{\delta}[\tau^{(\pm)}] &= 1, & |\tau^{(\pm)}| &\leq \delta/2 \\ &= 0, & |\tau^{(\pm)}| &> \delta/2 \\ \tau^{(\pm)} &= ct \pm x \\ c; &\text{wave velocity} \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

を考えると、右へ進む波 $f[\tau^{(-)}]$ は

$$f[\tau^{(-)}] = \lim_{\delta \rightarrow 0} \sum_{n=0}^{\infty} f(n\delta) P_{\delta}[\tau^{(-)} - n\delta] \quad (2)$$

同様にして、左へ進む波 $g[\tau^{(+)}]$ は

$$g[\tau^{(+)}] = \lim_{\delta \rightarrow 0} \sum_{n=0}^{\infty} g(n\delta) P_{\delta}[\tau^{(+)} - n\delta] \quad (3)$$

とあらわせる。

反射および透過については、媒質の境界面に垂直な f_1 の入射波、それに対して、反射波 g_1 、透過波を f_2 とする。反射および透過の割合は、媒質 1, 2 の characteristic impedance により決定され、反射係数 k は

$$\left(\frac{\rho_1 c_1 - \rho_2 c_2}{\rho_1 c_1 + \rho_2 c_2} \right) = k \quad (4)$$

で与えられ、振巾は

$$g_1 = k f_1, \quad f_2 = (1 + k) f_1 \quad (5)$$

となる。ただし、 $\rho_1, c_1; \rho_2, c_2$ 等は媒質 1, 2 における密度、および弾性波の速度である。

§ 3. 弾性板 1 枚の場合

妹沢²⁾が、既に境界値問題として求めている例を“パルスの合成”という立場から見なおしてみよう。

媒質と弾性定数が異なる弾性板が 1 枚だけ存在し、それに弾性波が垂直入射する簡単な場合

問題の性質上、一般的な性質を論ずるのは難かしい。以下述べることは、特殊な例にすぎないが、ある意味では、散乱性または反響性が強くあらわれる例と考えてもよいであろう。

§ 2. パルスの矩形波分解

波動の伝播に分散性がなければ、任意の波形の波は、Fig. 1 に示すように、PQRS 等の巾のせまい矩形波に分解して調べた方が都合がよ

については、Fig. 2 に示す通り、波が A から C へ進むときにその反射係数を k とすれば、D から B へ進むときの反射係数は $-k$ となる。したがって、A 点で $P_\delta[\tau^{(-)}]$ のパルスが出るとき、 $2i$ 回反射して B へ到着するパルスは

$$(1-k^2)(k^2)^i P_\delta[\tau^{(-)} - \Theta - i\theta] \quad (6)$$

$(i = 0, 1, 2, \dots)$

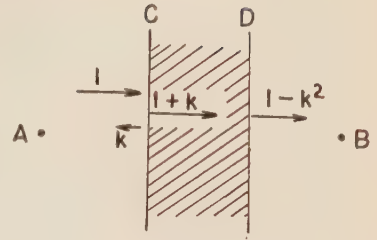


Fig. 2. A simple case of multiple reflections by a single layer.

となる。ここで、 Θ は弾性波が A から直接 B に到達する迄の時間に関する定数で、 θ は CD を往復することにより生ずる遅れに対応する定数である。以上により、A で $P_\delta[\tau^{(-)}]$ のパルスが生じたとき、B での弾性波動を $f_B^P[\tau^{(-)}]$ ($\tau^{(+)}$ はない) であらわすと、

$$f_B^P[\tau^{(-)}] = \sum_{i=0}^{\infty} P_\delta[\tau^{(-)} - i\theta - \Theta] (1-k^2)(k^2)^i. \quad (7)$$

任意の波形では、A での入射波を $f_A[\tau^{(-)}]$ 、それに対して、B での波動を $f_B[\tau^{(-)}]$ とすれば、(2)、(7) により、

$$f_B[\tau^{(-)}] = \sum_{i=0}^{\infty} f_A[\tau^{(-)} - i\theta - \Theta] (1-k^2)(k^2)^i \quad (8)$$

となる。特に f_A が長波長であると $f_A = \text{const.}$ としてよいから、そのとき、

$$f_B[\tau^{(-)}] = f_A \sum_{i=0}^{\infty} (1-k^2)(k^2)^i = f_A \quad (9)$$

で、弾性板の影響はなくなる。

§ 4. 弾性板が無限にある場合

弾性板の数が有限であると、かえつて困難であるので、2種の弾性板が交互に、無限に重なっているものとする。さらに、計算の便宜上、その厚さは弾性波の通過時間が等しくなるようにして、時間は弾性波がその中を通過する時間を単位とする。波動はすべて垂直入射とすれば、P 波、S 波ともに反射係数は(4)で与えられ、A から B へ進む場合に k とすれば、B から A へ進む場合は $-k$ となる。

一例として Fig. 3 に示すように、 A_p の右端 P から平面波が右向きに入射し、それを N



Fig. 3. Positions of emanating point P and receiving point Q.

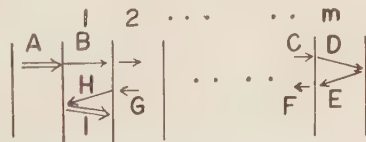


Fig. 4. An example of a wave path with twofold reflections and delay time $2m$.

番目（偶数）の弾性板 A_Q の右端 Q で観測するものとする。弾性板が左右に無限に重なっているならば、 Q で右向きに進行する波は、 P を出発して後、偶数回反射してきた波で、左向きならば奇数回反射である。

P から $P_\delta[\tau^{(-)}]$ で Q へ行く弾性波の一つの経路を Fig. 4 に示すように、 $AB \cdots CDEF \cdots GHI$ とすると、この経路で示される弾性波は A から I へ直接進む波にくらべて $2m$ だけ遅れ、振巾は各境界面で右向きするとき $(1 \pm k)$ 倍、左向きに帰るとき $(1 \mp k)$ 倍、 D と H の反射でそれぞれ $\pm k$ 倍、 $\pm(-1)^{m-1}k$ 倍となるので結局、

$$(-1)^{m-1} k^2 (1-k^2)^{m-1} \text{ 倍} \quad (10)$$

となる。故に、反射が 2ν 回、時間の遅れが $N+2m$ の弾性波の減衰は

$$\begin{aligned} & (1-k^2)^{\frac{N}{2}} \prod_{j=0}^{\nu} (-1)^{m_j} k^2 (1-k^2)^{m_j-1} \\ &= (-1)^{-m-\nu} (1-k^2)^{\frac{N}{2}} (1-k^2)^m \left(\frac{k^2}{1-k^2} \right)^{\nu}, \\ & m = \sum_{j=0}^{\nu} m_j, \quad m \geq \nu. \end{aligned} \quad (11)$$

このような減衰を示す経路の個数は次のようにして求められる。

いま、右へ進むことを $+$ 、左へ進むことを $-$ とすれば、一つの弾性波の経路は

$$\overset{P}{+} + - + + \cdots + + - - + + \overset{Q}{+} \quad (20)$$

とあらわせる。このとき、符号のかわるのは反射をあらわし、 $-$ の個数は m 、 $+$ の個数は $N+m$ 個である。したがって、問題は、 $N+m$ 個の $+$ の間へ、 m 個の $-$ を ν 個の組に分割して入れる“場合の数”を求めればよいことになる。それは、

$$\binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1} \quad (21)$$

で与えられるから³⁾、 P で $P_\delta[\tau^{(-)}]$ であつた波は 時間 $N+2m$ 後に、 Q で

$$\left. \begin{aligned} f_Q^P[m, \tau^{(-)}] &= (1-k^2)^{\frac{N}{2}} \sum_{\nu=1}^m (-1)^{m-\nu} \binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1} (k^2)^\nu (1-k^2)^{m-\nu} \\ &\quad \times P_\delta[\tau^{(-)} - (N+2m)c], \quad m \geq 1 \\ &= (1-k^2)^{\frac{N}{2}} P_\delta[\tau^{(-)} - Nc], \quad m = 0 \\ &\quad c = \frac{1}{2} (c_A + c_B). \end{aligned} \right\} \quad (22)$$

同様にして、 Q で左向きに進む波については、反射奇数回で (20) の最後が $-$ になることに注意して、

$$f_Q^P[m-1, \tau^{(+)}] = \frac{1}{k} (1-k^2)^{\frac{N}{2}} \sum_{\nu=1}^m (-1)^{m-\nu} \frac{\nu}{N+m} \binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1} \left. \begin{aligned} &\times (k^2)^\nu (1-k^2)^{m-\nu} P_\delta[\tau^{(+)} - (N+2m-2)c], \\ &m \geq 1 \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

を得るが、この場合の遅れは $2(m-1)$ である。

任意波形のパルス $f_P[\tau^{(-)}]$ が P で入射した場合は (2), (22), (23) により

$$f_Q(\tau) = \sum_{m=0}^{\infty} \{ D^{(-)}(m, N) f_P[\tau^{(-)} - (N+2m)c] + D^{(+)}(m-1, N) f_P[\tau^{(+)} - (N+2m-2)c] \} \quad (24)$$

但し、

$$\left. \begin{aligned} D^{(-)}(m, N) &= (1-k^2)^{\frac{N}{2}+m} \sum_{\nu=1}^m (-1)^{m-\nu} \binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1}, \\ D^{(+)}(m-1, N) &= \left(\frac{1}{k} \right) (1-k^2)^{\frac{N}{2}+m} \sum_{\nu=1}^m (-1)^{m-\nu} \frac{\nu}{N+m} \binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1}. \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

§ 5. 半無限の媒質

上の例は弾性板が左右無限に重なっている場合であつたが、半無限で **Free surface** のある媒質内の振動も興味ある問題の一つである。この問題は観測点の鏡像を求めることにより解決される。

上の例で、波の出発点 P と観測点 Q を弾性板の中央に移動させると、 Q で右向きの波のおくれは $2m$ で前と等しく、 Q で左向きの波のおくれは弾性板 1 板を通過する時間“1”だけおくれで $2m-1$ となる以外、減衰その他反射波の数等には一切変化はない。

いま、 P より N_1 番目の弾性板の中央で切断すると、半無限 **Free surface** の媒質を得る。ただし、**Free surface** のある板は厚さが半分になる。 $N_1 \geq N$ であれば P, Q は共に一方の媒質に入るから、 P での波動を Q で観測できることになる。**Free surface** がない場合に、 Q の N_1 に関する対称点 $Q' (2N_1-N \text{ 番目})$ での振動を $f(2N_1-N)$ 、 Q での振動を $f(N)$ としよう。すると、このような **heterogeneous** な場合でも、**Free surface** のある場合の Q での振動は、若干の考察が必要であるが、

$$f_F(N) = f(N) + f(2N_1 - N) \quad (26)$$

とあらわせる⁴⁾。

特に、 P, Q 共に **Free surface** 上にあると簡単になつて

$$f_F(0) = 2f(0) \quad (27)$$

したがつて (26), (27) 等に §4 で得られた結果を代入することにより、(ただし、 $D^{(+)}(m-1, N)$ については、時間のおくれに注意しなければならない) 振動の様子を知ることができる。し

かし, § 4 と特に変わった点はないであろう。

§ 6. 弾性板の厚さが一様ではない場合

以上は弾性板の厚さが一定であつたが, その厚さがある確率分布をしていると一般には複雑であるが, 次の二つの条件を満足する場合に簡単になる。

- 1) 確率分布をなす偶然量の和がもとと同形の確率分布をなす。
- 2) 弾性板を通過する時間 θ (§ 4, § 5 では θ を単位とした) の分布は 2 種の弾性板の性質に無関係である。

1) の性質をもつ分布は, 正規分布, Poisson 分布, Γ 分布等であるが, ここでは, 一例として, 平均 θ_0 , 分散 σ^2 の正規分布について調らべてみよう。そのとき, 反射 2ν 回, $N+2m$ 枚の弾性板を通過した反射波 (観測点で右向きであるが,) の数及び減衰は前と同じく (11) で与えられるが, 時間の遅れは偶然量 θ の m 個の和の分布にしたがつて広がりを示すので § 4 の場合よりも多重反射の効果は減少する。また, m が大きくなると分散は大きくなるので, その影響は時間と共に増大するであろう。

m 個の和の分布は, 平均 $m\theta_0$, 分散 $m\sigma^2$ の正規分布となるので, 時間 t から $t+dt$ 内に, 観測点 Q へ集まる右向きのパルスは

$$P(t) dt = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{D^{(-)}(m, N)}{\sqrt{2\pi} \sqrt{m} \sigma} e^{-\frac{\{t-(N+2m)\theta_0\}^2}{2m\sigma^2}} dt \quad (27)$$

故に, 入射波の形を右向きで $f_P(t)$ とすれば観測点 Q で右向きの波の期待値 $f_Q(t)$ は

$$f_Q(t) = \sum_{m=1}^{\infty} \frac{D^{(-)}(m, N)}{\sqrt{2\pi} \sqrt{m} \sigma} \int_{-\infty}^{\infty} f_P(\xi) e^{-\frac{\{t-(N+2m)\theta_0-\xi\}^2}{2m\sigma^2}} d\xi \quad (28)$$

であらわされる, 左向きの波についても大体同じ形になるであろう。

§ 7. $D^{(\pm)}(m, N)$ の形

(25) で示される $D^{(-)}(m, N)$, $D^{(+)}(m-1, N)$ の $(k^2/1-k^2)^{\nu_{N+m}} C_{\nu_{N+m}-1} C_{\nu-1}$ は k が小さくても非常に大きな数になるので, $D^{(-)}(m, N)$ 等の漸近評価は困難であるが, その大体の変化はある程度知ることができる。 nC_{ν} の漸近式を用いれば, $D^{(\pm)}(m, N)$ を ν の函数とみると, m がかなり大きいとき, ν のある値 ν_0 について $D^{(\pm)}(m, N)$ が対称になることが知れるので, 一般に成立する次の性質を使用することにする。

連続函数 $y=f(x)$ が $x=x_0$ について左右対称かつ, $f(x) \doteq f(x+n\delta) \doteq 0$ の凸函数であれば

$$\sum_{i=0}^n f(x+i\delta)(-1)^i \doteq 0 \quad (\delta \sim 1) \quad (29)$$

が成立するのは x_0 をはさむ $x+i_0\delta$ と $x+(i_0+1)\delta$ の中央に x_0 がある場合である。

したがつて,

Table I

N	$-k$	m	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
0	0.1	A	1.000	0.010	-0.020	0.029	-0.037	0.044	-0.050	0.054	-0.057	0.058	-0.057
		B	0.100	-0.098	0.097	-0.088	0.080	-0.072	0.061	-0.051	0.038	-0.023	
	0.2	A	1.000	0.040	-0.075	0.102	-0.116	0.117	-0.105	0.082	-0.051	0.017	0.016
		B	0.200	-0.183	0.154	-0.113	0.056	-0.020	0.028	0.054	-0.074	0.082	
20	0.1	A	0.904	0.190	-0.176	0.160	-0.143	0.124	-0.104	0.084	-0.064	0.045	-0.026
		B	0.090	-0.071	0.051	-0.033	0.017	-0.002	-0.011	0.022	-0.030	0.036	
20	0.2	A	0.665	0.559	-0.316	0.122	0.017	-0.104	0.137	-0.136	0.105	-0.058	0.006
		B	0.133	-0.016	-0.053	0.081	-0.077	0.051	-0.018	-0.017	0.043	-0.059	
20	0.3	A	0.398	0.736	0.027	-0.282	0.232	-0.061	-0.093	0.163	-0.139	0.067	0.043
		B	0.117	0.115	-0.106	0.010	0.071	-0.093	0.059	0.003	-0.056	0.078	
20	0.5	A	0.053	0.296	0.581	0.405	-0.173	-0.267	0.207	0.142	-0.199	-0.028	0.020
		B	0.028	0.127	0.190	0.050	-0.140	-0.015	0.124	-0.030	-0.099	0.089	
50	0.1	A	0.778	0.397	-0.297	0.210	-0.135	0.072	-0.022	-0.018	0.047	-0.067	0.078
		B	0.078	-0.037	0.006	0.016	-0.030	0.038	-0.041	0.038	-0.033	0.025	-0.016
50	0.2	A	0.360	0.735	0.045	-0.281	0.237	-0.091	-0.049	0.134	-0.155	0.111	-0.047
		B	0.072	0.078	-0.069	0.009	0.042	-0.062	0.051	-0.021	-0.015	0.040	-0.028
100	0.1	A	0.605	0.611	-0.299	0.089	0.043	-0.121	0.140	-0.134	0.112	-0.078	0.036
		B	0.060	-0.001	-0.031	0.041	-0.039	0.024	-0.010	-0.005	0.017	-0.025	0.030
100	0.2	A	0.130	0.525	0.562	-0.133	-0.231	0.151	-0.064	-0.110	0.176	-0.134	0.027
		B	0.026	0.080	0.034	-0.062	0.000	0.038	-0.051	0.029	0.009	-0.039	0.044
200	0.1	A	0.366	0.736	0.110	-0.254	0.244	-0.135	0.012	0.080			
		B	0.037	0.037	-0.037	0.010	0.015	-0.029	0.030				
200	0.2	A	0.017	0.136	0.417	0.547	0.114	-0.320	-0.168	0.232			
		B	0.001	0.024	0.060	0.051	-0.213	-0.058	0.042				

$D^{(\pm)}(m, N)$ as a function of m . A; $D^{(-)}(m, N)$. B; $D^{(+)}(m-1, N)$.

$$f(\nu) = (k^2/1-k^2)^\nu \binom{N+m}{\nu} \binom{m-1}{\nu-1} \quad (30)$$

と考えれば、 $f(\nu)$ の対称軸を与える ν_0 が半整数のとき $D^{(-)}(m, N)$ が 0 に近くなることが予想される。

その ν_0 は (30) について

$$\left. \begin{aligned} \nu_0 &= \frac{\sqrt{(1+aN)^2 + 4a(1+N)m + 4am^2} - (1+aN) - 2am}{2(1-a)} \\ a &= k^2/(1-k^2). \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

Table 2-1 Values of “ m ” calculated from (31), for a half integer of ν_0

N	$-k \setminus \nu_0$	0.5	1.5	2.0	3.5	4.5	5.5	6.5
20	0.2	1.5	5.5	10.2	15.4	20.8	26.5	32.2
20	0.3	0.9	3.3	6.2	9.6	13.3	17.1	21.0
20	0.5	0.6	2.1	3.8	5.8	7.8	10.0	12.3
100	0.1	1.0	5.3	10.6	17.4	25.0	33.3	42.2
100	0.2	0.7	2.5	4.6	7.3	10.1	13.3	17.0
200	0.2	0.6	1.8	3.5	5.4	7.4	9.6	12.3
1000	0.2	0.5	1.6	2.7	4.0	5.2	6.4	7.7

Table 2-2 Values of “ m ” when $D(m, N)$ is small (c.f. Table 1).

N	$-k \setminus \nu_0$	0.5	1.5	2.5	3.5	4.5	5.5
20	0.2	—	4	10			
20	0.3	—	2	5.5	9.5		
20	0.5	—	1.5	2.5	4.5	6.5	9
100	0.1	—	3.5	11.5			
100	0.2	—	1.5	3.5	6.5	10	
200	0.2	1.5	2.5	3.5	5.5		

(31) で与えられる ν_0 が半整数になる m の値を Table 2-1 に列記したが、Table 2-2 の値 (Table 1 の $D^{(-)}(m, N)$ が小さくなるか、または符号の変化が乱れる位置を示す。) と比較すると、かなり良好な一致がみられる。

この性質は、パルスの巾がある程度短かいときに、いくつかの波群 (wavelet) として観測される筈である (Fig. 5, 6b を見よ)。

m が小さい場合は、(30) の対称性がくずれるので様相が一変する。 N 又は k がかなり大きいと振巾はその符号を変えずに増大する (Fig. 5 及び Table 1)。この効果は波頭のくずれ及び遅れを生ずる原因となるもので、波長が極端に長くない場合はパルス状の弾性波は $D^{(-)}(m, N)$ で符号を変えない部分の長さ (時間的) だけ巾が拡がることになる。 $D^{(-)}(m, N)$ がその符号を変えないための十分条件は

$$a^m \binom{N+m}{m} \binom{m-1}{m-1} \geq a^{m-1} \binom{N+m}{m-1} \binom{m-1}{m-2}. \tag{32}$$

$$\left. \begin{aligned} \therefore 0 \leq m \leq \frac{1 + \sqrt{1 + 4a(N+1)}}{2} \\ a = k^2 / 1 - k^2 \end{aligned} \right\} \tag{33}$$

Table 3 Elongation of waves

A wave of moderate length will be elongated by the length of $(m^* - 1)$. Each value in the third column is an approximation of m^* .

N	$-k$	$\frac{1 + \sqrt{1 + 4a(N+1)}}{2}$	m^*
20	0.1	1.2	1
20	0.2	1.5	1
20	0.3	2.0	2
20	0.5	3.2	3
50	0.1	1.3	1
50	0.2	2.0	3
100	0.1	1.6	1
100	0.2	2.6	2
200	0.1	2.0	2
200	0.2	3.5	4

(33) で与えられる最大の m の値を Tabel 3 に示し、Tabel 1 から読みとられる値 m^* と対応させると、十分とはいえないが大体の一致がみられる。

§ 8. 結 論

パルスの巾が一組の弾性板の巾 ($=d_A + d_B$) より小さければ、その振動の様子、特に振巾は $D^{(-)}(m, N)$ と大体一致する ($D^{(+)}(m, N)$ は k が小さいときはそれ程大きくないので振動の様子は大体 $D^{(-)}(m, N)$ で決定される)。その一例は、 $k = -0.1, -0.2$ の場合に Fig. 5 に示されるが、最大の振巾は震央距離に比例する N に対して滑らか

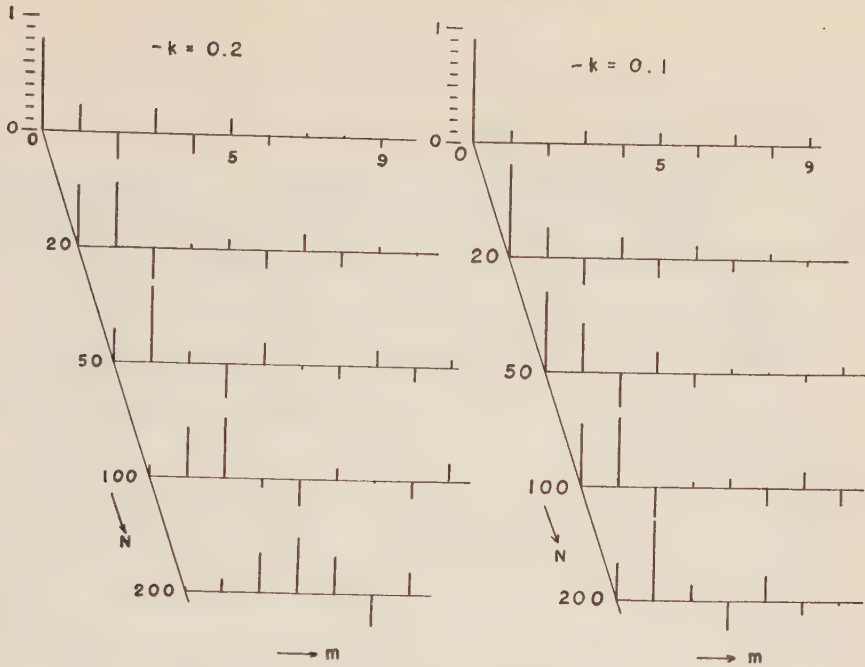


Fig. 5. Examples of reflections for unit impulse source. (c.f. Table I.)

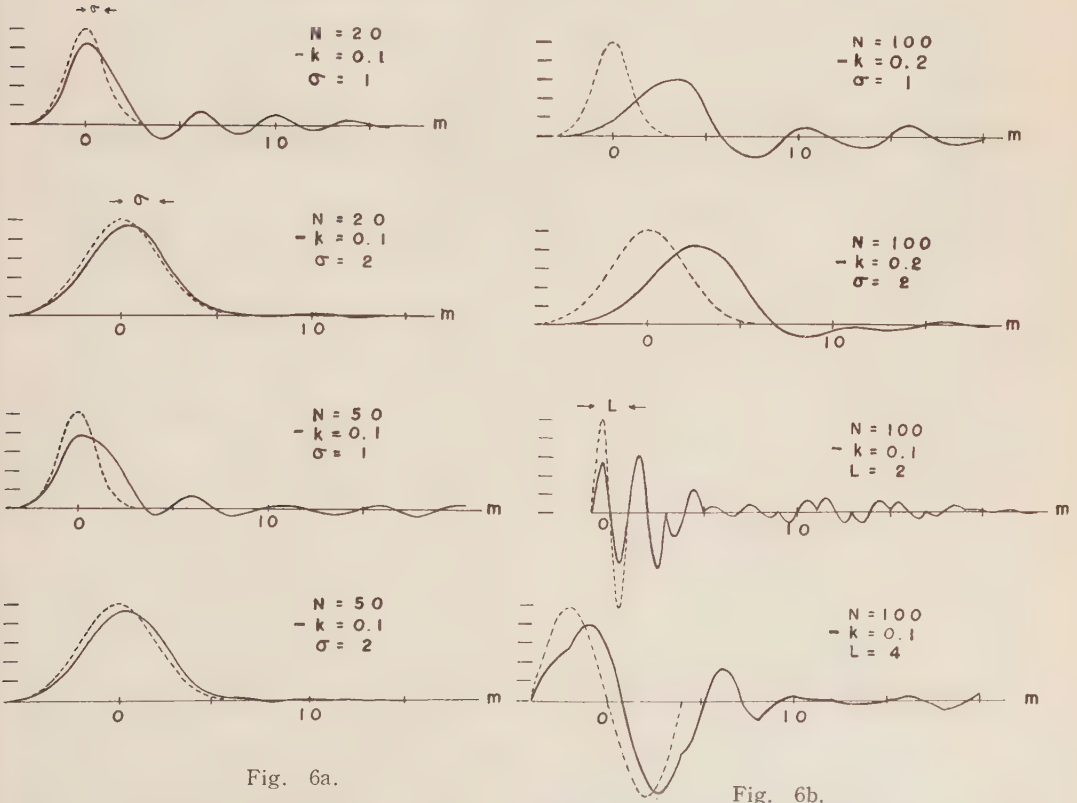


Fig. 6a.

Fig. 6b.

Fig. 6a and 6b. Examples of waves for arbitrary impulsive sources.
Full line; Motions at receiving point.
Chain line; Emanating impulses.

衰していない。特に、パルスの形によつてかなりの変動を見せるので、(24) にしたがつて二、三の型の入射波について振動の様子を Fig. 6a, 6b に示した。

それによると、パルスの巾が大体弾性板 8 板程度の長さであると、それより短いパルスのおきに後へ続いていた振動は消えて、波形は少し変わるが大体そのまま通過するようになる。

一般に、一次元の場合でも媒質に散乱性があれば、反射なしの直接波は距離の増大と共に小さくなり (Fig. 5), 事実上、伝播速度の減少が生じ、振巾も減衰を示してパルスのおきは拡がり、見かけ上、粘弾性体の場合と似た性質があらわれる。そして、その様相は N が大きいときには (31), (33) 等により Na の大きさで大体決定される ($N=20, k=0.2$; $N=100, k=0.1$) がこの条件に近い \rightarrow Table 1)。

実際の地震波動では、地殻の構造が上記のように簡単ではないので、それがどの程度の影響を与えるか不明であるが、少なくとも、波動の持続性はこの形式の散乱によつて説明できる場合もあるのではないかと思う。

最後に、本研究に当つて、名古屋大学地球科学教室飯田汲事教授に懇切な御教示を頂いたことを記し、ここに厚く御礼申し上げる次第である。

文 献

- 1) Jeffreys, H.; The Earth 3rd ed: Camb. Univ. Press, Cambridge (1952) 107-109.
- 2) Sezawa, K., and Nishimura, C.: Dispersion of a Shock in Echoing-Dispersive-Elastic Bodies: Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 8 (1930) 321-337.
- 3) 伏見康治: 確率論及び統計論, 河出書房 (1950) 5 頁.
- 4) Chandrasekhar, S.: Stochastic Problems in Physics and Astronomy: Rev. Mod. Phys. 15 (1943), 7.

寄 書

増巾器を併用する電磁記録器の倍率係数

北大理地球物理 田 治 米 鏡 二

(昭和 32 年 8 月 20 日受理)

Amplification Factor of an Electromagnetic Recorder having an Electric Amplifier.

Kyôzi TAZIME

Geophysical Institute, Faculty of Science, Hokkaido University,

(Received Aug. 20, 1957)

§ 1. 地震計側の量に添字 1 を付け前¹⁾と同様な記号を用いれば、

$$\left. \begin{aligned} F_1 &= A_1 I_1 + z_1 V_1 \\ 0 &= (Z_1 + Z_g) I_1 + A_1 V_1 \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

但し $Z_g I_1$ は増巾器の初段管の grid にかかる入力電圧であつて、次の如く書くこともできる。

$$E_g = Z_g I_1. \quad (2)$$

(1) で I_1 を消去すれば、

$$V_1(z_1 + z_{m1}) = F_1, \quad (3)$$

但し

$$z_{m1} = A_1^2 / (Z_1 + Z_g) \quad (4)$$

は地震計の電磁制振の項である。

又 (1) で V_1 を消去すれば、

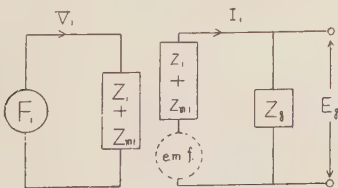
$$I_1(Z_1 + Z_{m1} + Z_g) = -A_1 F_1 / z_1 \quad (5)$$

但し

$$Z_{m1} = A_1^2 / z_1 \quad (6)$$

は地震計の motional impedance である。

(3) と (6) とから増巾器の入力側の等価回路は第 1 図の如きものであることがわかる。



第 1 図

次に (5) を (2) に代入すれば、

$$E_g = - \frac{A_1 F_1}{z_1 + z_{m1}} \cdot \frac{1}{1 + (Z_1 / Z_g)} \quad (7)$$

一般に grid bias には非常に高抵抗が使われているので、これに地震計を直結したのでは地震計に電磁制振を与えることはできない。従つて入力 trans 又は shunt 抵抗を設けるのである。上に用いた Z_g は入力 trans 又は shunt の impedance である。

§ 2. 次に電流計側の量に添字 2 を付け、再び前¹⁾と同様な記号を用いれば、

$$\left. \begin{aligned} 0 &= -A_2 I_2 + z_2 V_2, \\ E_2 &= Z_2 I_2 + A_2 V_2. \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

然るに最終段管の plate にかかる signal 電圧を E_p とし、plate resistance を Z_p とし、更に plate と電流計との間に Z_s なる shunt を設ければ、

$$\left. \begin{aligned} E_2 &= Z_s I_s = E_p - Z_p I_p, \\ I_p &= I_s + I_2 \end{aligned} \right\} \quad (9)$$

(8) と (9) とから E_2, I_p, I_s 及び V_2 を消去すれば、

$$I_2 \left\{ \left(Z_2 + \frac{Z_p Z_s}{Z_p + Z_s} \right) + Z_{m2} \right\} = \frac{Z_s}{Z_p + Z_s} \cdot E_p, \quad (10)$$

但し

$$Z_{m2} = A_2^2 / z_2, \quad (11)$$

は電流計の motional impedance である。

又 (8) と (9) とから E_2, I_p, I_s 及び I_2 を消去すれば

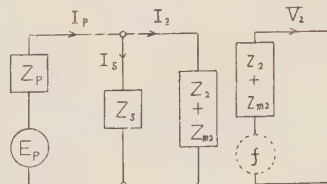
$$V_2(z_2 + z_{m2}) = E_p \cdot \frac{Z_s}{Z_p + Z_s} \cdot \frac{A_2}{Z_2 + Z_p Z_s / (Z_p + Z_s)} \quad (12)$$

但し

$$z_{m2} = A_2^2 / \left(Z_2 + \frac{Z_p Z_s}{Z_p + Z_s} \right), \quad (13)$$

は電流計の電磁制振の項である。

(10) と (12) とから増巾器の出力側の等価回路は第 2 図の如く書ける。



第 2 図

一般に plate resistance 及び負荷抵抗は極めて高抵抗であるので、この回路に電流計を直結したの

では電流計に電磁制振を与えることができない。故に出力 trans 又は shunt を通してつなぐのが普通である。

入力側で grid bias 抵抗だけでは地震計に電磁制振を与え得ぬ情況と、出力側で負荷抵抗だけでは電流計に電磁制振を与え得ぬ情況とはお互いに対応しているとも云える。

§ 3. さて (7) 及び (12) は夫々 (4) 及び (13) を使って次の如く書くこともできる。

$$E_g = -F_1 \cdot \frac{z_{m1}^{\frac{1}{2}}}{z_1 + z_{m1}} \left\{ \frac{Z_g}{1 + (Z_1/Z_g)} \right\}^{\frac{1}{2}} \quad (14)$$

$$V_2 = E_p \cdot \frac{z_{m2}^{\frac{1}{2}}}{z_2 + z_{m2}} \cdot \frac{1}{1 + (Z_p/Z_s)} \times \left\{ \frac{1}{Z_2 + Z_p Z_s / (Z_p + Z_s)} \right\}^{\frac{1}{2}}, \quad (15)$$

依つて

$$E_p = \mu E_g, \quad (16)$$

とすれば、(14) と (15) とから

$$V_2 = -\mu F_1 \cdot \frac{(z_{m1} z_{m2})^{\frac{1}{2}}}{(z_1 + z_{m1})(z_2 + z_{m2})} \cdot R^{\frac{1}{2}} \quad (17)$$

但し

$$R = \frac{Z_g}{1 + \frac{Z_1}{Z_g} \left(1 + \frac{Z_p}{Z_s} \right)^2} \cdot \frac{1}{Z_2 + \frac{Z_p Z_s}{Z_p + Z_s}} \quad (18)$$

ここで (17) と直結式の時に得た V_2 の表現式¹⁾とを比較してみるに、(17) に於て単に

$$\mu F_1 \rightarrow F_1, \quad R \rightarrow \sigma \quad (19)$$

の如くおき換えれば、(17) は先に得た式¹⁾で coupling の項がない場合と全く一致する。故にその時の式を参照すれば (19) から直ちに変位倍率の表現式を見やすい形で求めることができる。

$$\frac{X_2}{X_0} \mu R^{\frac{1}{2}} \left(\frac{m_1}{m_2} \right)^{\frac{1}{2}} \left[\prod_{i=1,2} \left\{ \frac{1}{\sqrt{(u_i^2 - 1)^2 + 4h_i^2 u_i^2}} \right\} \right]^{\frac{1}{2}} \times \frac{1}{\sqrt{\left(\frac{u_i^2 - 1}{2h_i u_i} \right)^2 + 1}} \cdot e^{j(\pi - 2\delta_i)} \quad (20)$$

$$\text{或は} \quad \left| \frac{X_2}{X_0} \right| = R^{\frac{1}{2}} \left(\frac{m_1}{m_2} \right)^{\frac{1}{2}} |\mu| |\bar{P}| \quad (21)$$

$|\bar{P}|$ は地震計と電流計とを組合せた場合に得られる振巾の動的特性である。然るに (16) で与えられた μ も入力周波数によつて変化すると考えられる

ので、増巾器を用いた場合の総合的な周波数特性は $|\mu| |\bar{P}|$ となる。今度は地震計と電流計との coupling はないし (20) はむしろ簡単な関係と見做すことができる。

§ 4. 次に増巾器の感度を μ を使って表わす代りに (E_g/X_2) で示す場合には、

$$\frac{X_2}{X_0} = \frac{X_2}{E_g} \cdot \frac{E_g}{X_0} \quad (22)$$

(22) に (7) を代入すれば

$$\begin{aligned} \frac{X_2}{X_0} &= \left(\frac{E_g}{X_2} \right)^{-1} \left(\frac{Z_g}{1 + Z_1/Z_g} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot m_1 \omega^2 \cdot \frac{z_{m1}^{\frac{1}{2}}}{z_1 + z_{m1}}, \\ &= m_1^{\frac{1}{2}} \left(\frac{Z_g}{1 + Z_1/Z_g} \right)^{\frac{1}{2}} \cdot \left(\frac{E_g}{X_2} \right)^{-1} \\ &\quad \times \frac{\omega^{\frac{3}{2}}}{\left(1 + j \frac{1 - u_1^2}{2h_1 u_1} \right)^{\frac{1}{2}} \left\{ 2h_1 u_1 + j(1 - u_1^2) \right\}^{\frac{1}{2}}} \end{aligned} \quad (23)$$

$\omega^{\frac{3}{2}}$ なる係数が付くのできれいな形にはならぬが、手元にある器械の周波数特性を test するためには (20) よりも (23) の方が実用的であろう。

何となれば μ よりも (X_2/E_g) の方が簡単に実測しやすいからである。

地震計及び電流計の夫々の動的倍率係数は motional impedance 法^{1), 2)}で別々に求めることもできる。又入力側の地震計回路及び出力側の電流計回路を何れもはずしてしまえば、

$$E_2 = Z_s I_s = \frac{E_p}{1 + Z_p/Z_s}$$

である。故に既知の E_g を与えて E_2 を測定すれば

$$\mu / (1 + Z_p/Z_s) = E_2/E_g \quad (24)$$

これを (17) 或は (20) に於て $\mu = E_p/E_g$ の代りに使うこともできる。

§ 5. (20) によれば例えば地震計の磁力の強さ、coil の巻数及び coil の腕の長さは直接には倍率に現れてこない。恰も直結式の場合と同じである。但しこれらの量は3つ共値が大きければ電磁制振を強める方向に作用する。即ち同一の電磁制振率に対してはこれらの量の値が大きければそれだけ Z_g を大きく選ぶことができる。実はこのことが (18) に於て明らかな如く、倍率を上げるために幸いしているのである。直結式の時も幾分これと似た事情にあつたが、直結式の場合は coupling のことがあるので、

今述べた事柄だけで倍率を大きくする訳にもゆかないのである。然るに増巾器を併用する場合は leakage の心配が生じる迄はいくらでも大きな Z_g を選べる。この点が直結式と違って高倍率をうるために有利な点である。

但し増巾器への入力側電気回路の impedance が非常に大きくなると、上に述べた leakage の心配が大きくなる。又 induction によつて hum を拾い易くもなるのでこれらの点から無暗に大きな Z_g を選ぶことはできない。然も最近の磁石は極めて強力になつていたので、 $Z_g=100\text{ k}\Omega$ としてもなお且つ critical damping にすることが容易である。即ち倍率の点から云えば増巾器を併用する場合は (m_1/m_2) 或は (k_1/k_2) の値を余り大きく選ばなくとも充分高倍率を得ることが可能である。

これに反し入力側電気回路の impedance を $k\Omega$ 又はそれ以下に止めたい場合は m_1 又は k_1 を大きくし、従つて A_1 又は $(A_1 a_1)$ をも大きくして充分な倍率を得る様に工夫すべきである。

参考文献

- 1) Tazime, K.: Amplification Factor of the Electromagnetic Recorder having no Electric Amplifier, 北大紀要, 1 (1957) 55.
- 田治米鏡二: 直結式電磁記録器の設計に関する 2, 3 の新しい注意, 地震, 8 (1956) 138.
- 2) 田治米鏡二: 動線輪型地震計の motional impedance について, 秋大地研報告, 8 (1952) 13.

地震時報

1957年4月～6月の顕著地震

4月6日 北海道東方沖の地震

4月6日 00時04分16秒ごろ, $43^{\circ}1/2'N$, $148^{\circ}3/4'E$, 深さ約 60 km に起つたもので, 浦河だけで有感, 震度 I, 震央距離は 560 km.

4月9日 本州南方沖の深発地震

4月9日 09時24分44秒ごろ, $30^{\circ}3/4'N$, $138^{\circ}3/4'E$, 深さ約 450 km に起つたもので, 関東地方の大部分および中部, 東北両地方の一部で有感, 最大震度 II, 最大有感距離は仙台管内占川まで 890 km.

4月27日 北海道東方沖の地震

4月27日 00時08分29秒ごろ, $44^{\circ}N$, $148^{\circ}E$, 深さ約 60 km に起つたもので, 北海道の東半部お

よび東北地方の一部で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は盛岡管内北奥中山まで 700 km.

4月29日 北海道東方沖の地震

4月29日 18時22分25秒ごろ, $43^{\circ}3/4'N$, $148^{\circ}E$, 深さ約 60 km に起つたもので, 北海道の東部および八戸で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は八戸まで 650 km.

5月14日 本州南方沖の深発地震

5月14日 00時19分38秒ごろ, $32.5^{\circ}N$, $137.8^{\circ}E$, 深さ約 400 km に起つたもので, 東京と宇都宮だけで有感, 震度 I, 最大有感距離は宇都宮まで 490 km.

5月21日 茨城県東方沖の地震

5月21日 20時36分08秒ごろ, $36.3^{\circ}N$, $141.5^{\circ}E$, 深さ約 30 km に起つたもので, 関東地方の全般および東北, 中部両地方の一部で有感, 最大震度 IV, 最大有感距離は盛岡管内千厩まで 300 km.

6月12日 襟裳岬南方沖の地震

6月12日 17時28分35秒ごろ, $41.1^{\circ}N$, $142.9^{\circ}E$, 深さ約 40 km に起つたもので, 北海道の南部, 東北地方の一部および宇都宮で有感, 最大震度 IV, 最大有感距離は宇都宮まで 570 km.

6月18日 襟裳岬南方沖の地震

6月18日 14時45分25秒ごろ, $41.6^{\circ}N$, $143.0^{\circ}E$, 深さ約 80 km に起つたもので, 北海道の南部および東北地方の北部で有感, 最大震度 III, 最大有感距離は石巻まで 375 km.

学会記事

○幹事会

1957年7月23日 $10^h30^m \sim 11^h50^m$ 於東大震研会議室

出席者 井上委員長, 宇佐美, 佐藤, 鈴木.

議題 報告事項

I. 庶務報告 (宇佐美幹事)

1. 秋季学会開催は名古屋大飯田氏と交渉, 一応 10月26, 27, 28日 於名大工学部講堂と決めた.
2. 学士院会員の欠員補充候補者推薦については学会連合より各学会から1名候補者推薦を行うよう通知を受けたので委員相互の選挙の結果松沢委員に決定, 6月29日推薦書を提出した.

(松沢, 坪井両名の投票となり松沢 15 票, 坪井 1 票)

3. 慶松氏より学会講演会のあり方につき 1 講演 15 分の制限を行うのはよいが, 会全体の調整・開始・終了の時間も厳守すべきである。又懇親会も学会の 1 つの行事であるから全員が出席すべきであるとの注意を受けた。——これに対し, 尤もな注意とは思いますが, 大きな学会なら全く機械的にプログラムの運行を計れるであろうが, 我々程度の会員数の学会では仲間の集りの様なものであり, 例えば当日プログラムの最初の人々が未だ到着しない場合, 又は会場の集りが悪い場合等には開始時間を多少遅延するのは止むを得ないと思われるが, 今後かかる事態が起らないように努力したいとの意見があつた。
4. 賛助会員清水建設より資料整備のため, 定款, 会員名簿等の送付依頼を受けた。
5. 学会連合より日高, 久野, 坪井三氏によるトロント会議報告会を各学会合同で開催したい(日高氏提案による)との申し出を受けた。

II. 会計報告 特になし。

III. 編集報告 (佐藤幹事) 10 巻 1 号の内容 論説の他に故佐久間氏の写真, 略歴, 追悼文及びシンポジウム並びに学会記事等掲載

審議事項 I. 定款及び名簿作製について(報告 I・4 による) 定款は宇佐美氏に原案作製を依頼する事にした。名簿は体裁を整えるため, カッパン印刷とする(現在会計にこの程度の余裕はある)。全会員に所属機関, 住所, 振り仮名をつけた氏名を本会宛連絡する様通知する事にした。尚返信のない人は空ランにする事にした。

II. トロント報告会の件。過日の連絡によれば坪井氏の御意向として 10 月ならばよろしいとの事であつたので本会としてはこの趣旨に賛成。

尚, 井上委員長より坪井氏からトロント会議の帰途 2・3 の大学を視察したいが約 14 万円外貨が必要なので学術会議に申請したところ学会の承認を必要とするとあつたので地震学会の承認方を得たいとの申し出を受けた。学会として負担になる事は何もないので承認したとの報告があつた。

III. 編集委員の権限。3 月 20 日の委員会による案は, 5 月 14 日の委員会で訂正され, 従来通りとな

つたが, 編集委員の従来の権限について各人により解釈が異なるので統一する必要がある。

- * 新仮名使いとする。特に旧仮名使いに依りたい個所はそのむね明記の事
- * 参考文献の記載方法を統一。図の大きさは, 著者の指定した物以外は編集委員が適当に行う。
- * 編集委員は字句の訂正のみとし, 科学的内容については著者の責任とする。但し, 訂正した方がよいと思われる個所は質問の形で著者の意向を聞く。(今年度よりこの方法を実施している。) 学会全体の雰囲気より, 不当とみなした論文の審議は委員会で行う。
- * 権限を明文化するには現在の委員の選出方法が直接会員の選挙によるものではないので明文化せず内規にとどめる方がよい。

等の意見があり, 原案を作る事にした。尚最終決定は総会に計るべきである。

○幹事会

1957 年 9 月 28 日 10^h30^m~12^h10^m 於東大理学部 1 号館 308 号室

出席者 井上委員長, 浅田, 安芸, 宇佐美, 佐藤。

議題 1. 学術用語制定委員河角氏より準備で必要なカード箱 5 ケ (2000 円) 及用語集 (丸善より購入 1234 円) をそろえたので文部省より資金が出る迄, 学会で立て替えてほしいむねの申出を承認。

2. 下鶴委員より地球クラブの別刷送付が遅れているので, この仕事を例えば地震学会の事務へ編入されたいとの申出を受けている。(宇佐美幹事報告)。——本会の事務に入れる事は性格上多少相違があり, 現在坪研で担当しているので安芸幹事よりなるべく円滑に送付されるよう係の方に申入れる事にした。

3. 地震工学懇談会委員は先に本会より佐々, 河角, 和達, 金井氏を選出したが和達委員より地震工学懇談会委員が地震工学国際会議準備委員会委員を選ぶことになったので下記の 6 名を推せんした旨報告をうけた。西村, 本多, 広野, 松沢, 那須, 明石。

4. 編集委員会 } 宇佐美幹事 } が前回幹事会の意図
規約, 定款 } に沿い, 原案作製,
投稿規定 佐藤幹事 } 次回委員会にはかる
事にした。

5. 春季学会のシンポジウム 今迄の形式は総合報告又は解説的なものであつたので全員で discussion を行うような形式をとつてもよい。(例えば ①日本の地震観測網について、講演者、震研、気象庁(各1名)、浅田、鈴木氏、②岩石の物性について。)

6. 委員会¹⁾ 及総会²⁾ 議題

各係報告(庶務、会計、編集): 地震分科報告: 学会連合報告: 学術用語制定委員報告: 地震工学懇談会報告:.....以上^{1), 2)}

地物研連委地震分科委員の任期満了に伴う選挙管理委員選出の件...²⁾

次回講演会における Symposium.....^{1), 2)}

編集委員会規約: 投稿規定.....¹⁾ (承認を得る事)

7. 主要機関の出版物文献目録(英邦文共)を“地震”に掲載する件については公文を以て申し入れを行う事を承認。

8. プログラム編成

	講演数	講演時間	各講演に質問時間分5を加
地球内部	3	45 min	(60)
物 性	5	62	(87)
波動(理論)	7	100	(135)
” (実験)	4	60	(80)
地 盤	2	25	(35)
地震計	4	38	(58)
Magnitude	2	30	(40)
津波その験	5	65	(90)
験震及調査	4	50	(70)
Total	36	475	

	26 日 (土)	27 日 (日)	28日(月)
午前	地球内部 60分 物 性 87 波 動 40 (理 論)	地 盤 35分 地震計 58 Mag. 40 津 波 65 その他	Recreation 予定
午後	波動(理論) 20 ” (実験) 135 験震及調査 70	Symposium. 総 会	
夜	委 員 会	懇 親 会	

1) 毎日 09h00m-17h00m とする。

2) 委員会及懇親会会場の交渉は飯田氏にお願い 資 料 1.

する。

3) Recreation 飯田氏におまかせする。

4) 当日の係

	26 日	27 日
午前	宇 佐 美	竹 内
午後	安 芸	(Symposium) 松本 (総会) } 鈴木, 宇津 (書記), 宇佐美
夜	(委員会書記) 宇 津	

尚、会場の一切の世話については飯田氏にお願いする事にした。

○学士院会員の欠員補充候補者推せん

上記につき依頼があつたので下記のような処置をした。

結局第一次投票の結果、松沢 9, 坪井 2, 河角 1, 計12(無効なし)となり第二次投票の結果松沢 (15票) 坪井 (1票)となり松沢をすいせんした。

昭和32年6月7日

委 員 殿

地震学会

委員長 井 上 宇 胤

学士院会員の欠員補充候補者推薦について

上記の件につき、地球物理学連合から連絡がありました。(資料 1, 2, 3, 参照)ので当学会においては昨年の例にならい下記要領により、1名推薦したいと考えますから折返し6月15日までに御返事下さい、

記

1. 本学会では必ず1名被推薦者を決定する。
2. 被推薦者の決定は委員30名の投票による。
3. 被推薦者は地震学会員ならだれでもよい。
4. 各委員は6月14日までに推薦せんとする者1名の名前を地震学会事務局まで郵送で知らせる。(投票は記名とする。)その結果、投票数に拘らず、全委員の過半数(15票)を得たものがあれば、その人を推薦する。
5. 4の第1次投票に過半数をしめたものがない場合は、第一次投票の最高得点者2名(同票ある時は、その人も含める)で決選投票を行い得票数の多いものを被推薦者とする。

昭和32年6月3日

地 震 学 会 御 中

日本地球物理学連合幹事

磯 野 謙 治

学士院会欠員補充のための会員候補者の推
せんについて

首題の件に関し、別紙の通り、日本学士院会員と
達清夫氏から連絡がありましたのでお知らせ致しま
す。

資 料 2.

昭和32年5月19日

日本地球物理学連合

幹事 磯 野 謙 治 殿

日本学士院会員 和 達 清 夫

学士院会欠員補充のための会員候補者の推せん
要領につきましては、昭和32年5月17日付官報 412
頁に告示されましたので念のためお知らせいたしま
す。

なお、以前に推せんされたことのある方々及び一
般の方々の推せん資料につきましては、当方に御連
絡下されば、御便宜をおはかりいたします。

資 料 3.

“昭和32年5月17日の官報の抜き書き”

日本学士院は日本学士院会員選定規則第2条にも
とずき、昭和32年5月15日第509回総会において左
記により日本学士院会員の補欠を行うこととした。
よつて会員候補者を推薦される場合は日本学士院会
員選定規則第3条乃至第4条参照の上、書類(2通)
を取揃え期間内に到着するよう提出されたい。

昭和32年5月17日

日本学士院長 山 内 三 良

補欠人員 第2部・第4分科(理学)2名以内

推選書提出期間 昭和32年5月18日より6月30日ま
で。

送 付 先 日本学士院事務局

1. 学会が推せん出来る候補者 1名。
2. 推せんには本人の承諾を必要としない。但し本
人の辞退は可能。

○ IUGG, SCOR 会議報告について

上記について下記のような通知がありました。

地学連第30号

昭和32年9月28日

各 学 会 殿

日本地球物理学連合会幹事

半 沢 正 男

講演会開催について

さきごろ開催された第11回 IUGG の総会に出席
帰朝された日高博士および第1回 SCOR 会議に出
席帰朝された三宅博士にお願いし下記の講演会を開
催いたします。傘下各学会の会員諸氏にお知らせ下
さるようお願いします。

なお、掲示用ビラを同封しましたから御利用下さ
い。

記

IUGG, SCOR 会議報告会

1. 日時 昭和32年10月11日(金曜日)

午前10時より正午まで

2. 場所 東京都千代田区大手町1の7気象庁(都電
：神田橋下車)第一会議室

3. 講師 三宅博士：第一回 SCOR 会議に出席し
て

日高博士：第十一回 IUGG 総会出席報

告

以上

日本地球物理学連合会

IUGG, SCOR 会議報告会

下記によりこのたび第11回 IUGG 総会および第1
回 SCOR 会議に出席、帰朝された東大日高博士、気
研三宅博士をお招きして、その報告をしていただく
ことになりました。多数御来聴下さい。

記

1. 日時 昭和32年10月11日(金曜日)

午前10時より正午まで

2. 場所 東京都千代田区大手町1の7

気象庁(都電：神田橋下車)

第一会議室

——講 演——

三宅泰雄氏：第1回 SCOR 会議室に出席して

日高孝次氏：第11回 IUGG 総会出席報告

地震学会賛助会員（順不同）昭和29年3月1日現在

三井不動産株式会社
鹿島建設株式会社
大成建設株式会社
清水建設株式会社
竹中工務店
大林組
織本建築設計計算事務所
茂木建築設計計算事務所
三菱地所株式会社
保坂振動計器製作所
電力中央研究所
明石製作所
朝日生命保険相互会社
生命保険協会
日本損害保険協会
勝島計機製作所

東京都中央区日本橋室町2の1
東京都中央区槇町2の3
東京都中央区銀座3の4
東京都中央区室町2の1
（東京支店）千代田区大手町1の6
（東京支店）千代田区丸ノ内1の2
東京都中央区日本橋蛸殻町3の2
東京都文京区大塚町33
東京都千代田区丸ノ内2丁目2の211
東京都文京区小石川柳町22
東京都北多摩郡狛江町岩戸1229
東京都品川区東品川5の1
東京都千代田区丸ノ内1の1
東京都千代田区丸ノ内3の4
東京都千代田区神田淡路町2の9
東京都荒川区日暮里町2の17

「地震」投稿規定

1. 論説の投稿は、原則として、地震学会で講演済みのものに限る。
2. 論説の長さは、当分の間、なるべく刷上り10頁（400字詰原稿用紙20枚位）以内とする。
3. 原稿は400字詰原稿用紙に横書に認め、仮名は平仮名、なるべく新仮名づかいを用い、外国語は片仮名又は原語を用いること。
4. 原稿用紙各頁に字数を赤字で明記すること。
5. 論説原稿には必ず欧文題目と欧文要旨をつけること。
6. 句読点、. 等を明瞭に記入すること。
7. 地名、人名の読みにくいものには振仮名をつけること。
8. 数字は漢字を用いず、アラビア数字を用いること。
9. 数式、特に本文中の式は、なるべく1行以上を占領せざる形（例えば、 k/μ , $\sin \{(snx/l) - (snct/l)\}$ の如く）に書くこと。
10. 挿図は黒インキにて明瞭に書き、刷上り寸法又は縮率を必ず記入すること。刷上り寸法横12cm 縦18cm 以上にならないように注意すること。図の中の文字は刷上り1mm 以下にならぬよう特に注意すること。原稿に赤字で図の挿入場所を指定すること。
11. 挿図、表等の説明には欧文を用いること。
12. 引用文献は最後に本文中の引用箇所の番号を附して記載すること。
13. 註は脚註とし、引用箇所の番号（註1の如く）附して別紙にしたためること。
14. 特殊な図版は（折込、色刷、アート等、用紙を含み）当分の間著者が費用を負担すること。
15. 別刷は100部を贈呈し、それ以上は著者の負担とする。
16. 初校以後の校正は、編輯係に一任のこと。
17. 寄書は刷上り2頁未満（400字詰原稿用紙約5枚）とし、欧文題目をつけること。寄書の図面は、刷上り横6cm、又は12cm にするように書くこと。

昭和32年10月20日 印刷
昭和32年10月25日 発行 第2輯 第10巻 第2号

編輯発行
兼印刷者

地震学会
代表者 本 多 弘 吉
東京都千代田区富士見町1の10

印刷所

株式会社 国際文献印刷社
笠 井 康 頼

発行所 東京大学理学部
地球物理学教室内

地震学会
（振替東京11918番）

ZISIN

JOURNAL OF THE SEISMOLOGICAL SOCIETY OF JAPAN

Vol. 10, No. 2

SECOND SERIES

October 1957

ARTICLES

- Study of Change in the Difference of Monthly and Daily Mean
Sea-levels between two Stations, as an Indicator of the
Vertical Crustal DeformationKenshirô TSUMURA... 67
- Determination of Earthquake Magnitudes from Surface Wave Data
at Matsushiro Seismological Observatory, and the Relation
between Magnitude and EnergyTomeo NAGAMUNE and Akira SEKI... 79
- Observations of Seismic Waves from Four Explosions near
Kamaisi Mine.....The Research Group for Explosion Seismology... 86
- Multiple Reflection of a Plane WaveHarumi AOKI 97

CORRESPONDENCE

- Amplification Factor of an Electromagnetic Recorder
having an Electric Amplifier.....Kyôzi TAZIME...107

SEISMOLOGICAL NOTES109

Published
by
the Seismological Society of Japan,
c/o Geophysical Institute, Faculty of Science, Tokyo University.
Hongo, Bunkyo-ku, Tokyo, Japan.